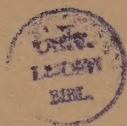


**DAS GEOCHEMISCHE VERHALTEN VON ELEMENTEN –
UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER SELTENEN
ERDEN – BEI DER METAMORPHOSE, DER ANATEXIS
UND DER GRANITISATION
DARGESTELLT ANHAND VON BEISPIELEN AUS DEM
BAYERISCHEN WALD UND DEM WALDVIERTEL**

WOLFGANG WÜNSCH

Disbui, München

1988



**DAS GEOCHEMISCHE VERHALTEN VON ELEMENTEN - UNTER BESONDERER
BERÜCKSICHTIGUNG DER SELTENEN ERDEN - BEI DER METAMORPHOSE,
DER ANATEXIS UND DER GRANITISATION.
DARGESTELLT ANHAND VON BEISPIELEN AUS DEM BAYERISCHEN WALD
UND DEM WALDVIERTEL.**

Inaugural - Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
an der
Fakultät für Geowissenschaften
der
LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT
München

vorgelegt von
WOLFGANG WÜNSCH
München 1988

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Propach

2. Berichterstatter: Dr. habil. H. Köhler

Tag der mündlichen Prüfung: 30. Juni 1988

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1983 bis 1988 am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München.

Für die Unterstützung zu dieser Arbeit danke ich:

Herrn Prof. Dr. G. PROPACH für die Übertragung des Themas, sowie für die Hilfestellung bei auftretenden Problemen durch Diskussionen und Ratschläge.

Herrn Prof. Dr. H. G. HUCKENHOLZ für die Genehmigung zur Benützung von Institutseinrichtungen.

Herrn Prof. Dr. F. BAUMGÄRTNER für die Erlaubnis zur Durchführung von Neutronenaktivierungsanalysen am Institut für Radiochemie der TU in Garching. Für die großzügige Nutzungsmöglichkeit, die Betreuung und Unterstützung gilt hierbei Herrn Dr. H. STÄRK und Herrn H. MÜLLER mein besonderer Dank.

Herrn Prof. Dr. Ing. G. MORTEANI und Herrn Dr. M. SATIR für die Erlaubnis zur Durchführung von Röntgenfluoreszenzanalysen am Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie der TU München.

Meinen Kollegen Dr. W. SPIEGEL, Dr. W. KRAFT und C. MIESSLER, die durch ihre vielseitige Unterstützung zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben.

Herrn Prof. B. GRAUERT und Herrn Dr. GEBAUER für die Bereitstellung einiger Gesteinsproben.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die einen Teil der Arbeit ein Jahr finanziell unterstützte.

INHALTSVERZEICHNIS

1.	Einführung in die regionale Geologie	S.1
2.	Inhalt der Arbeit	S.5
3.	Die instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA) von geologischem Material	
3.1.	Einführung	S.8
3.2.	Prinzipien der NAA	S.8
3.3.	Analysenverfahren	
3.3.1.	Präparation der Proben und Standards, sowie die Bestrahlung im Reaktor	S.10
3.3.2.	Messung und Auswertung	S.10
3.4.	Meßgenauigkeit	S.13
3.5.	Reproduzierbarkeit der Analysenwerte	S.15
3.6.	Nachweisgrenzen der Elemente	S.16
3.7.	Zusammenfassung	S.18
4.	Das geochemische Verhalten von Elementen bei der prograden Metamorphose	
4.1.	Einführung	S.19
4.2.	Probennahme	S.21
4.3.	Megaskopische Beschreibung der Gesteine	S.23
4.4.	Darstellung der Ergebnisse	
4.4.1.	Mittelwerte der Elementkonzentrationen in den metamorphen Gesteinen	S.24
4.4.2.	Faktorenanalyse der Metamorphite	S.26
4.4.3.	Chondritnormierte Seltene Erdelement (SEE)-Verteilungsmuster	S.28
4.4.4.	INAA- Analysen von Mineralen aus dem phyllitischen Glimmerschiefer MET 2 und dem Gneis MET 23	S.32
4.4.5.	Vergleich der Elementkonzentrationen in Biotit, Granat und Ilmenit aus den Proben MET 2 und MET 23	S.41
4.4.6.	Anreicherung von Schweren Seltenen Erd- elementen in einigen Gneisproben	S.43
4.4.7.	Abhängigkeit der SEE- Konzentrationen vom SiO_2 - Gehalt der Gesteine	S.44

4.5.	Interpretation der Ergebnisse	
4.5.1.	Diskussion des geochemischen Verhaltens der analysierten Elemente in den Gesamtgesteinen	S.47
4.5.2.	Diskussion des geochemischen Verhaltens der analysierten Elemente in den Mineralen	S.56
5.	Das geochemische Verhalten von Elementen bei der Anatexis und der Granitisation	
5.1.	Einführung	S.61
5.2.	Arbeitsgebiete "Anatexis" und "Granitisation"	S.62
5.3.	Megaskopische Beschreibung der Gesteine	S.69
5.4.	Darstellung der Ergebnisse	
5.4.1.	Mittelwerte der Elementkonzentrationen in den Gesteinen	S.71
5.4.2.	Normative Qz- Ab- Or- Dreiecksdarstellungen	S.75
5.4.3.	AlkFM- Dreiecksdarstellungen	S.77
5.4.4.	Rahmengesteinsnormierte Darstellung der Elementkonzentrationen in den Gesteinen	S.82
5.4.5.	Chondritnormierte SEE- Verteilungsmuster der Gesteine	S.91
5.5.	Interpretation der Ergebnisse	S.98
5.5.1.	Diskussion des geochemischen Verhaltens der analysierten Elemente bei der Anatexis	S.100
5.5.1.1.	Anatexis der Paragneise im Bayerischen Wald	S.101
5.5.1.2.	Anatexis der Amphibolite im Waldviertel	S.107
5.5.2.	Diskussion des geochemischen Verhaltens der analysierten Elemente bei der Granitisation	S.110
5.5.2.1.	Granitisation im Regensburger Wald (Genese des Kristallgranites)	S.111
5.5.2.2.	Genetische Einstufung des Körnelgneises	S.115
5.5.2.3.	Genese der diskordanten Magmatite	S.118
5.5.2.4.	Genese des Ödwieser Granites	S.119
	Zusammenfassung	S.121
	Literaturverzeichnis	S.124
Anhang A:	Chemische Analysen der Gesteinsproben	S.130
Anhang B:	Fundortverzeichnis der Proben	S.144

ANMERKUNGEN ZU DEN ANGABEN ÜBER DIE SELTENEN ERDELEMENTE

SEE: Seltene Erdelemente

<u>La</u>	Lanthan	<u>Tb</u>	Terbium
<u>Ce</u>	Cer	Dy	Dysprosium
Pr	Praseodym	Ho	Holmium
<u>Nd</u>	Neodym	Er	Erbium
Pm	Promethium	Tm	Thulium
<u>Sm</u>	Samarium	<u>Yb</u>	Ytterbium
<u>Eu</u>	Europium	<u>Lu</u>	Lutetium
Gd	Gadolinium		

Für die unterstrichenen Elemente liegen Analysenwerte vor.

LSEE: Leichte Seltene Erdelemente;

als Vertreter dieser Gruppe wird in der Literatur häufig - wie auch in der vorliegenden Arbeit - das Element La herangezogen.

SSEE: Schwere Seltene Erdelemente;

Vertreter dieser Gruppe ist das Element Yb;

La_N/Yb_N : chondritnormiertes Verhältnis der LSEE/SSEE;

Eu/Eu^* : Maß der Eu- Anomalie; Eu^* ist ein fiktiver Wert, der sich durch lineare Interpolation zwischen den Punkten für Sm und Tb in den üblichen Darstellungen der chondritnormierten Gehalte ergibt.

In den chondritnormierten SEE- Verteilungsmustern dieser Arbeit wird zur deutlicheren Hervorhebung der Eu- Anomalie das Element Gd angegeben. Der Konzentrationswert für dieses Element ist durch lineare Interpolation zwischen Sm und Tb errechnet.

1. EINFÜHRUNG IN DIE REGIONALE GEOLOGIE

Die Arbeitsgebiete gehören zur moldanubischen Zone des mitteleuropäischen variskischen Orogens. Diese Zone erstreckt sich von der Böhmisches Masse über Schwarzwald und Vogesen bis zum Zentralmassiv in Frankreich.

Jüngste Ergebnisse geologischer und geophysikalischer Untersuchungen zeigen (KTB- Bericht, 1986), daß "das variskische Gebirge ein Deckenorogen darstellt und als solches durch weitreichende horizontale tektonische Transporte gekennzeichnet ist. Durch Subduktionsprozesse entstanden Mitteldruck- und Hochdruckmetamorphite, teilweise in präkambrischem, aber variskisch reaktiviertem Basement und teilweise in paläozoischen Gesteinen. Der orogenen Einengung (Subduktion und anschließende Kollision) ging eine altpaläozoische (kambro- ordovizische) Riftphase voraus, die durch einen entsprechenden Magmatismus belegt ist."

Arbeitsgebiet Bayerischer Wald:

Der Kristallinkomplex des Bayerischen Waldes stellt den südwestlichen Teil der Böhmisches Masse dar. Durch eine 150 km lange, NW- SE verlaufende Störungszone (Pfahlzone) wird der Bayerische Wald in den Hinteren und Vorderen Bayerischen Wald geteilt.

Das Kristallin des Hinteren Bayerischen Waldes besteht aus Metasedimenten, die in einem ungestörten, kontinuierlichen Übergang von phyllitischen Glimmerschiefern im Norden über Glimmerschiefer bis zu Gneisen im Süden reichen (BLÜMEL, 1972).

Die Metamorphose ist syntektonisch und dem "low pressure type" zuzuordnen (MIYASHIRO, 1973). Sie umfaßt im Hinteren Bayerischen Wald den Bereich der Grünschiefer-, Amphibolit- und beginnenden Granulitfazies.

Vorherrschend sind Metapelite, die mit psammitischen Gesteinen (Quarzite) assoziiert sind. Untergeordnet sind Einlagerungen von Kalksilikatgesteinen, Marmoren und Metavulkaniten. Zusätzlich kommen Intrusivkörper von mittelkörnigem Granit im Arbeitsgebiet vor.

Die pelitisch - psammitischen Metasedimente sind Teil der

monotonen Serie des Moldanubikums (JENCEK und VAJNER, 1968). Ihr Sedimentationsalter wird mit ca. 600- 500 M.a. angegeben (siehe Tab.1 S.3).

Eine geochronologische Untersuchung von GRAUERT et al. (1974) ergab zwei Metamorphoseereignisse. Die erste Metamorphose ist kaledonisch (450- 470 M.a.), die zweite variskisch (310 M.a.).

Im Vorderen Bayerischen Wald ist ein tieferes Krustenniveau angeschnitten. Hier liegen hochgradige Metamorphite, Anatexite und Diatexite vor. In diesen Rahmengesteinen befinden sich diskordant bzw. konkordant eine Vielzahl granitoider variskischer Magmatite.

Die Tabelle 1 gibt eine zusammenfassende Übersicht der geologischen Entwicklungsgeschichte des ostbayerischen Grundgebirges aufgrund geochronologischer Daten.

Arbeitsgebiet Waldviertel/ Niederösterreich:

Die folgende Beschreibung von Bau und Entwicklung des Moldanubikums in Niederösterreich ist auszugsweise dem Führer zur DMG-ÖMG- Tagung in Wien entnommen (SCHARBERT und FUCHS, 1981).

In den metamorphen Serien des Moldanubikums in Niederösterreich sind drei tektonische Großeinheiten zu unterscheiden:

1. Ostrong- Einheit;
2. Drosendorfer Einheit;
3. Gföhler- Einheit;

Die Gföhler Einheit verrät Prägung unter den Bedingungen der Granulit- und höchsten Amphibolitfazies, während die darunter liegenden Drosendorfer- und Ostrong- Einheiten mittlere, vorwiegend aber höhere Amphibolitfazies anzeigen.

In variskischer Zeit wurde das Moldanubikum gegen Osten dem Moravikum aufgeschoben. Spätvariskisch führten Restspannungen zur Herausbildung von Mylonitzonen.

Gegen Ende der variskischen Gebirgsbildung wurde das vorwiegend NE- SW und NW- SE verlaufende Bruchnetz der Böhmisches Masse angelegt und bis in alpidische Zeit hinein wiederbelebt.

Der variskische Magmatismus bleibt auf die Südböhmische Tiefenmasse beschränkt. Dieser ist im Süden der Rastenberger Pluton vorgelagert. Die eigentliche Tiefenmasse besteht aus verschiedenen magmatischen Gesteinen (Granit, Diorit, Granodiorit).

Alter (Mio a)	Geologische Ereignisse
ca. 2400–1900	Bildung von Zirkon in den Hochgebieten, die das sedimentäre Ausgangsmaterial der moldanubischen Paragneise lieferten. Der angegebene Altersbereich bezieht sich auf das mittlere Alter der entsprechenden Hochgebiete. Archaische Anteile sind wahrscheinlich.
ca. 1200	Bildung mafischer Schmelzen (heute in Eklogitfazies) aus dem suboceanischen Mantel, möglicherweise im Bereich von Inselbögen; mittelproterozoische Orogenese (riphäisches bzw. Grenville-Alter); bisher nur in Metabasiten der Oberpfalz nachgewiesen
ca. 600	Assyntische Orogenese? (Im bayerischen und österreichischen Teil des Moldanubikums radiometrisch nicht nachgewiesen.)
ca. 600–500	Rifting; Bildung von intrakontinentalen und ozeanischen Becken verschiedener Größe; Sedimentation des Ausgangsmaterials der heutigen Paragneise
580–520	Bildung der Protolite der Gabbroamphibolite des Hohen Bogens, der Amphibolite des österreichischen Waldviertels, der Eklogite und Metagabbros der Münchberger Gneismasse aus Mantelmateriale mit suboceanischen Eigenschaften
480–430	Eklogitbildung, Granulitbildung, regionale Metamorphose und Anatexis in Verbindung mit intensiver Durchbewegung und Deformation, Deckenbildung? Granitintrusionen, Palitbildung
380	Metamorphose und Deformation in Teilbereichen der Münchberger Gneismasse (MGM) und möglicherweise auch in anderen Teilen des ostbayerischen Grundgebirges, Granitintrusionen? Eklogitbildung in der MGM in Tiefen über 100 km, Deckenbildung?
340–310	Intrusion granitischer Gesteine; keine penetrative Durchbewegung; wahrscheinlich Deckenbildung während Kollisionstektonik
340–320	Intrusionen von Gabbros und prädiortischen Graniten, insbesondere des Kristallgranits I
320–310	Intrusionen dioritischer Gesteine
310–280	Intrusionsbereich der Hauptmasse der moldanubischen Granite Ostbayerns
ab ca. 320	Blastomylonitbildung; Mylonitisierung; Diaphthorese; Bruchtektonik, Beginn der differentiellen Heraushebung
ca. 250	Pfahlbildungen im Zuge der „rift“- und „wrench“-Tektonik
280–215	Differentielle Heraushebung des Grundgebirges entlang Störungszonen; Abkühlung unter 200° C zuerst in der Münchberger Gneismasse (ca. 280 Mill. Jahre) und zuletzt im Passauer Wald und im Hohen-Bogen-Gebiet (ca. 215 Mill. Jahre)
ca. 100	Abkühlung der meisten Bereiche des Grundgebirges auf unter 120° C

Tab.1: Schematische Übersicht der geologischen Entwicklungsgeschichte des ostbayerischen Grundgebirges aufgrund geochronologischer Daten (GEBAUER, 1984; aus: UNGER und BAUBERGER, 1985).

Detailkarten:

1) Regensburger Wald
(Granitisation)

2) Gebiet St. Englmar
(Granitisation)

3) Gebiet Lam- Deggendorf
(Metamorphose und Anatexis
granitoider Kruste)

4) südliches Waldviertel
(Anatexis basischer Kruste)

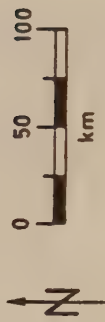
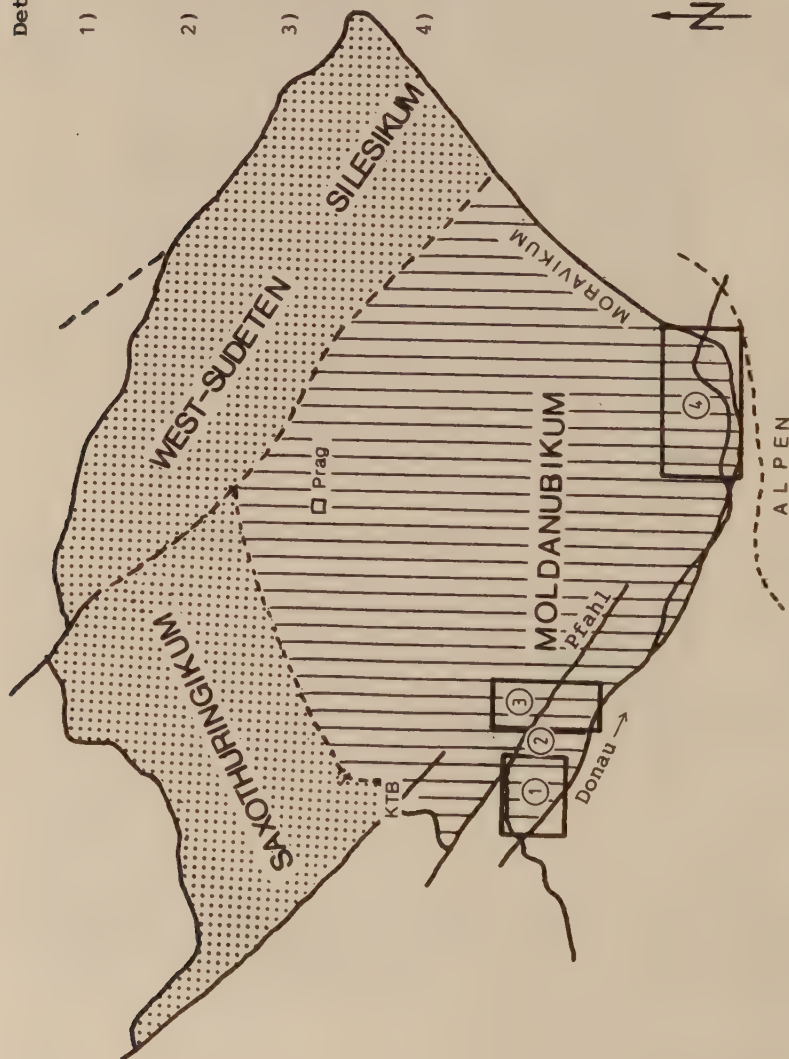


Abb.1: Geologische Übersichtskarte der Böhmisches Masse
(nach VEJNAR, 1971; aus GRAUERT et al., 1974);

KTB Lokalität des Kontinentalen Tiefbohrprojektes;

2. INHALT DER ARBEIT

Im Bayerischen Wald ist ein Krustenbereich aufgeschlossen, welcher von der Grünschiefer - bis zur beginnenden Granulitfazies reicht. Ziel dieser geochemisch orientierten Arbeit ist es, das Verhalten einer Vielzahl von Haupt- und Spurenelementen in diesem Bereich der progressiven Metamorphose zu studieren, und mit Hilfe der gewonnenen Analysendaten einige der ungeklärten Problemstellungen (siehe unten) in diesem Arbeitsgebiet zu bearbeiten. Hiermit liegt eine Beziehung vor zu einer der zahlreichen Zielsetzungen des kontinentalen Tiefbohrprojektes, nämlich der Klärung grundlegender Fragen des geochemischen Verhaltens der Elemente bei der kontinentalen Krustenentwicklung. Sowohl die KTB- Lokalität, wie auch die Arbeitsgebiete im Bayerischen Wald liegen am westlichen Rand der Böhmisches Masse, dem größten variskischen Grundgebirgsaufschluß in Europa (siehe geologische Übersichtskarte S.4).

Um die gesteckten Zielsetzungen gründlich bearbeiten zu können, ist es notwendig, neben den Hauptelementen ein Spektrum zahlreicher Spurenelemente zur Verfügung zu haben, da die Spurenelementgeochemie eine zunehmend wichtigere Rolle bei petrogenetischen Untersuchungen einnimmt. Die Seltenen Erdelemente erweisen sich bei solchen Studien als besonders nützlich.

So wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) die Konzentrationen der Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P, sowie die der Spurenelemente Sr und Zr bestimmt. Mit Hilfe der instrumentellen Neutronenaktivierungsanalyse (INAA) erfolgte die Konzentrationsbestimmung der Seltenen Erdelemente (SEE) La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb und Lu, sowie der weiteren Spurenelemente Rb, Cs, Ba, Sc, Hf, Th und U.

A) Beginnend im Hinteren Bayerischen Wald wird das Verhalten der Elemente bei der prograden Metamorphose untersucht. Um Kenntnis darüber zu erhalten, wie sich diese Elemente auf Mineralphasen aus Gesteinen unterschiedlichen Metamorphosegrades verteilen, wurden zusätzlich verschiedene Minerale aus einem phyllitischen Glimmerschiefer und einem Gneis analysiert.

Die SEE gelten als relativ immobil in silikatischen Gesteinen, sogar unter metamorphen Bedingungen. So ist es möglich, SEE - Verteilungsmuster eines Metamorphits zu benutzen, um das Ausgangsmaterial zu bestimmen (SCHUBERT, 1979). Aber andererseits ist bekannt, daß die SEE extrem mobil in CO_2 - reichen fluiden Phasen sind (HENDERSON, 1984).

Das Ausgangsmaterial für diese prograde Metamorphose ist bekannt. Es handelt sich um monotone geosynklinale Sedimente von pelitisch - psammitischer Zusammensetzung. Das Ziel dieses Abschnittes der Arbeit war es daher zu untersuchen, ob es bei der Metamorphose durch den Einfluß einer fluiden Phase zu Stofftransporten gekommen ist und ob folglich die verschiedenen metamorphen Gesteine - trotz monotonen Ausgangsmaterials - Unterschiede in den Elementkonzentrationen aufweisen.

B) Die Bearbeitung der anatektisch beeinflussten, hochmetamorphen Paragesteine stellt den nächsten Schritt der Untersuchungen dar. Hierbei stehen folgende Fragestellungen im Vordergrund:

- Wie verteilen sich bei der Anatexis dieser granitoiden Krustengesteine die Elemente auf Leukosom und Melanosom ?
- Wie verteilen sich die SEE- Gehalte der Leukosome auf die Haupt- und akzessorischen Phasen?

Um diese Untersuchungen zu ergänzen, sind zudem anatektische basische Krustengesteine mit einbezogen. Dazu wurden teilweise aufgeschmolzene Amphibolite (ehemalige Ozeanbodenbasalte, ZAYDAN und SCHARBERT, 1983) aus dem Waldviertel/ Niederösterreich beprobt.

C) Als letzter Schritt erfolgt die Bearbeitung der granitoiden Magmatite und deren hochmetamorphen Rahmengesteine im Vorderen Bayerischen Wald (im tiefsten angeschnittenen Krustenniveau also). Hier wurden zwei Bereiche (Regensburger Wald, Gebiet St. Englmar im Mittleren Vorderen Bayerischen Wald) gewählt, aus denen

bereits zahlreiche petrographische, geochemische und radio-metrische Arbeiten vorliegen (bes. FISCHER, 1959, TROLL, 1968, PROPACH, 1977, 1978, KÖHLER, 1981, KÖHLER und MÜLLER-SOHNUS, 1985, 1986, SCHULZ, 1982, OLBRICH, 1985, SPIEGEL, 1986).

Das Elementspektrum, welches bereits durch RFA-Analysen aus diesen Arbeiten gegeben war, wird hier durch Neutronenaktivierungsanalysen erweitert.

Zum einen soll durch den Vergleich dieser granitoiden Gesteine mit denen der Leukosome die Frage beantwortet werden, ob die Krustenteilschmelzen diese Granitoide bilden können, d.h. ob diese allein durch Anatexis in der Kruste entstanden sind.

Zum anderen sollen anhand dieser zusätzlich gewonnenen geochemischen Daten bereits vorhandene Modellvorstellungen, welche teilweise voneinander abweichen, bestätigt bzw. widerlegt werden.

Die genannten Problemstellungen sind nur dann sinnvoll zu bearbeiten, wenn die Analysenwerte genau und reproduzierbar bestimmt werden können. Eine Grundvoraussetzung dieser Arbeit liegt folglich darin, einen Analysengang der INAA zu praktizieren, der diesen Anforderungen gerecht wird. Dieser Analysengang soll im nachfolgenden Kapitel - verbunden mit einigen grundsätzlichen Betrachtungen zur Neutronenaktivierungsanalyse - eingehend beschrieben werden.

3. DIE INSTRUMENTELLE NEUTRONENAKTIVIERUNGSANALYSE (INAA) VON GEOLOGISCHEM MATERIAL

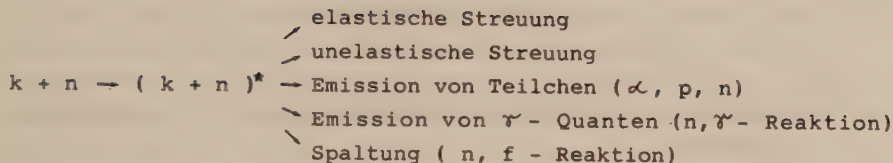
3.1. EINFÜHRUNG

Die Anwendung der Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) geht auf HEVESEY und LEVI (1936), sowie auf SEABORG und LIVINGWOOD (1938) zurück.

Von dieser Zeit an nahm die Bedeutung der NAA ständig zu, bedingt durch ein wachsendes Wissen über die nuklearen Eigenschaften der Elemente und die Entwicklung von Forschungsreaktoren und Strahlenmeßgeräten für radioaktive Substanzen. Gegenwärtig wird die NAA für Multielementanalysen in vielen Bereichen angewendet, so z.B. in der Geochemie, Kosmochemie und Ozeanographie. Bei der NAA unterscheidet man zwischen zerstörungsfreier NAA (= instrumentelle NAA) und der Aktivierungsanalyse mit einer chemischen Abtrennung der Radionuklide nach der Bestrahlung (= radiochemische NAA). Die Entwicklung von lithiumdotierten Germanium- und Reinst-Germaniumdetektoren stellt einen großen Fortschritt in der γ -Quantenspektroskopie der jüngsten Vergangenheit dar. Durch das stark verbesserte Auflösungsvermögen dieser neuen Detektoren ist eine radiochemische Abtrennung der Isotope für viele Problemstellungen nicht mehr notwendig, so daß die INAA gegenüber der RNAA immer mehr an Bedeutung gewonnen hat.

3.2. PRINZIPIEN DER NAA

Die NAA baut auf eine Kernreaktion auf. Wenn ein Neutron (n) auf einen Atomkern (k) trifft, so kann dieser das Neutron einfangen. Dieser neugebildete Kern hat eine begrenzte Lebensdauer von 10^{-13} - 10^{-15} s, während der er in einem höchst angeregten Zustand verbleibt. Der Zerfall dieses neugebildeten Kerns kann auf verschiedene Art erfolgen :



Die wichtigste Kernreaktion bei der NAA ist die n, γ -Reaktion, bei welcher der durch die Aufnahme von einem Neutron angeregte Atomkern $(k + n)^*$ durch die Emission eines oder mehrerer prompter γ -Quanten in einen niedriger energetischen Zustand übergeht. Das sich so ergebende Nuklid ist gewöhnlich radioaktiv.

Die Elemente, die in einer Probe enthalten sind, werden also durch die Bestrahlung mit Neutronen aktiviert. Die so gebildeten Radionuklide zerfallen mit einer charakteristischen Halbwertszeit und geben dabei γ -Quanten bestimmter Energien ab. Die Anzahl der von einem Radionuklid eines Elementes emittierten γ -Quanten ist direkt proportional zur Menge des Ausgangsisotops des gleichen Elementes in der Probe. Auf diese Weise können durch das Messen der γ -Quantenenergien der Radionuklide die Konzentrationen der jeweiligen Elemente bestimmt werden.

Ein einfacher und genauer Weg, die Elementgehalte zu ermitteln, ist die Vergleichsmethode. Bei dieser werden ein Element x in der Probe und eine bekannte Menge des gleichen Elements x als Standard zusammen bestrahlt, und sowohl Standard als auch Probe unter genau den gleichen Bedingungen gemessen.

Dieses Verfahren hat gegenüber der Neutronenflußbestimmung durch die Monostandardmethode den Vorteil, daß hier nur die Aktivitäten im gemeinsam mit den Proben bestrahlten Standard zu bestimmen sind (Gleichung für die Auswertung siehe S.13), während bei der Monostandardmethode zusätzliche Ungenauigkeiten auftreten können, die im wesentlichen durch die mit gewissen Unsicherheiten verbundenen Literaturangaben für die Wirkungsquerschnitte bedingt sind.

3.3. ANALYSENVERFAHREN

3.3.1. PRÄPARATION DER PROBEN UND STANDARDS, SOWIE DIE BESTRAHLUNG IM REAKTOR

Bei den Gesamtgesteinen und Standards wurden exakt abgewogene pulverisierte Mengen in der Größenordnung von 100 bis 150 mg, bei den Mineralen Körnerpräparate zwischen 1 und 250 mg in Quarzglasampullen eingeschmolzen. Die Reinheit des verwendeten Quarzglases wurde stets durch NAA kontrolliert. Dabei konnten zwar für einige der analysierten Elemente sehr geringe Gehalte nachgewiesen werden, jedoch ist diese Verunreinigung mit Sicherheit vernachlässigbar (lediglich für eine Probe stand dieses reine Qz- Material nicht mehr zur Verfügung; hier erwies sich eine Berücksichtigung des Nulleffektes als notwendig).

Zur Verhütung von zusätzlichen Kontaminationen wurden die Quarzglasampullen vor ihrem Gebrauch und nach der Bestrahlung in Suprapur- Salpetersäure gereinigt.

Die Bestrahlung der Proben erfolgte im Forschungsreaktor der TU in Garching bei München in der Drehteller- Bestrahlungsposition. Die Bestrahlungszeit war stets 16 Stunden. Der Neutronenfluß in dieser Bestrahlungsposition beträgt für thermische Neutronen 0.8×10^{13} n/s und cm^2 . Dies entspricht somit einer Neutronendosis von 4.6×10^{17} $n_{\text{th}}/\text{cm}^2$.

Um einen gleichmäßigen Neutronenfluß durch Proben und Standards zu gewährleisten, befanden sich die Quarzampullen in einem Aluminiumdrehteller der im Neutronenfeld rotierte. Die Homogenität des Neutronenflusses wurde überprüft (siehe S.15).

3.3.2. MESSUNG UND AUSWERTUNG DER PROBEN

Um eine optimale Auswertung der Proben zu gewährleisten, wurde jede Probe dreimal gemessen. Die 1. Messung erfolgte 5 - 8 Tage, die 2. Messung etwa 20 - 30 Tage und die 3. Messung etwa 60 Tage nach der Bestrahlung. Das entscheidende Kriterium zu welchem Zeitpunkt die einzelnen Radionuklide gemessen werden ist deren

Halbwertszeit (siehe Tab.2 S.12) und das Abklingen hoher Na-24 Aktivitäten in geologischen Proben nach der Bestrahlung.

Die Meßdauer der Gesamtgesteinsproben und der Standards betrug im allgemeinen je Messung 1800 s "life-time" (die "life-time" ist die totzeitkorrigierte Meßzeit), die der Minerale entsprechend der Einwaage und der Konzentrationen der zu bestimmenden Elemente zwischen 600 und 50000 s "life-time". Die nachfolgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der analysierten Elemente mit ihren für die NAA wichtigsten physikalischen Eigenschaften, sowie die Abklingzeiten nach der Bestrahlung bis zur Messung der Radionuklide (siehe S.12).

Mit Ausnahme der 145 keV Ce- 141 und der 879 keV Tb- 160 Linie sind sämtliche γ - Energien der gemessenen Radionuklide interferenzfrei.

Die 145 keV Ce- 141 Linie wird von der 143 keV Fe- 59 Linie überlagert. Ein merklicher Einfluß auf den Ce-Peak ergibt sich jedoch nur in Proben mit höheren Fe-Gehalten (in dieser Arbeit trifft dies lediglich für die Amphibolite mit Fe-Konzentrationen von etwa 13 Gew. % zu). Da jedoch die hier notwendige Berücksichtigung der Fe-Komponente aus nicht geklärten Gründen zu offensichtlich falschen Ce- Analysenwerten führte (im Extremfall Ce- Werte mit negativem Vorzeichen) mußte bei den Amphiboliten auf die Ce- Bestimmung verzichtet werden (zur Meßgenauigkeit des Elementes Cer siehe S.14). Der 879 keV Tb- 160 Peak wird bei erhöhten Sc- Gehalten (wie sie in den Amphiboliten gegeben sind) von der benachbarten und sehr intensiven 889 keV Sc- 46 Linie, bei dem zur Verfügung stehenden Detektor, teilweise oder sogar vollständig überlagert. In diesem Falle wurde zur Tb- Bestimmung die ebenfalls nicht interferenzfreie 300 keV Tb- 160 Linie (Tb- 160 und Pa- 233) herangezogen, wobei hier der Pa- 233 Anteil problemlos korrigiert werden konnte.

Ziel- isotop	Isotopen- häufigk. (%)	Wirkungs- querschnitt (barns) (a)	Radio- nuklid	Halbwerts- zeit $T_{1/2}$	γ -Linie (keV) (b)	Abkling- zeit (Tage)
Sc-45	100	16.9	Sc-46	83.82 d	889	ca.60
Rb-85	72.17	0.41	Rb-86	18.7 d	1077	20-30
Cs-133	100	26.5	Cs-134	2.06 a	796	ca.60
Ba-130	0.106	11	Ba-131	11.5 d	496	20-30
Hf-180	35.2	12.6	Hf-181	42.4 d	482	ca.60
Ta-181	99.988	21.0	Ta-182	114.43 d	1221	ca.60
Th-232	100	7.40	Pa-233	27.0 d	312	20-30
U-238	99.275	2.70	Np-239	2.355 d	228	5-8
La-139	99.91	9.0	La-140	40.3 h	1596	5-8
Ce-140	88.5	0.57	Ce-141	32.50 d	145	20-30
Nd-146	17.19	1.3	Nd-147	10.98 d	531	20-30
Sm-152	26.7	206	Sm-153	46.75 h	103	5-8
Eu-151	47.8	5900	Eu-152	13.33 a	1408	ca.60
Tb-159	100	25.5	Tb-160	72.1 d	879	20-30
Yb-168	0.13	3470	Yb-169	32.0 d	177	20-30
Lu-176	2.60	2100	Lu-177	6.71 d	208	20-30

Tab.2 : Physikalische Eigenschaften der mittels INAA bestimmten Elemente (Werte aus der Karlsruher Nuklidkarte, 5. Aufl. 1981), sowie die Abklingzeiten bis zur Messung der Radionuklide.

(a) Der Wirkungsquerschnitt ist ein Maß für das Bestreben der Atomkerne der einzelnen Elemente Neutronen einzufangen und stellt folglich ein Maß für die Aktivierbarkeit der Elemente dar. Er ist abhängig von der Energie der Neutronen. In obenstehender Tabelle ist der Wirkungsquerschnitt für thermische Neutronen angegeben.

(b) Angabe der ausgewerteten γ -Linie. Gewöhnlich haben die Radionuklide der Elemente mehrere Linien, die aber zum Teil nicht interferenzfrei sind, bzw. eine geringere Intensität aufweisen.

Die Bestimmung der Elementkonzentrationen erfolgte durch die Vergleichsmethode. Die Gleichung hierzu lautet:

$$\text{ppm } x(\text{Probe}) = \frac{A_x(\text{Probe}) \cdot e^{\ln 2 \cdot t_1 / T_{1/2}}}{A_x(\text{Stand.}) \cdot e^{\ln 2 \cdot t_2 / T_{1/2}}} \cdot \text{ppm } x(\text{Standard})$$

Um die Konzentration eines Elementes x zu errechnen, müssen also folgende Größen bestimmt werden, bzw. bekannt sein:

1. Die Aktivität A_x in Probe und Standard. Sie ist gleich der untergrundkorrigierten Impulsanzahl des integrierten Photopeaks vom Radionuklid des Elementes x.
2. Die Abklingzeiten t_1 und t_2 von Probe und Standard. Die Abklingzeit ist die Zeitspanne zwischen Bestrahlungsende und Messung.
3. Die Halbwertszeit $T_{1/2}$ des jeweiligen Radionuklids.
4. Die Konzentration des Elementes x im Standard.

Bei der Berechnung der Elementgehalte sind ferner unterschiedliche Einwaagen von Probe und Standard, sowie gegebenenfalls auch unterschiedliche Meßzeiten zu berücksichtigen.

3.4. MESSGENAUIGKEIT

Mit Hilfe der internationalen Gesteinsstandards ZGI- GM, NIM- G, SY- 2 und BR wurde eine Eichgerade erstellt. Dazu fanden die neuesten zur Verfügung stehenden Daten der Literatur Verwendung. Anhand dieser Geraden wurden für den Standard ZGI- GM, der als Referenzprobe für sämtliche weitere Messungen Verwendung fand, optimale Werte ermittelt. Dabei zeigte sich, daß im wesentlichen für den Standard ZGI- GM die Angaben aus der Literatur übernommen werden konnten. Lediglich für die Elemente Hf und Ta wurden neue eigene Werte festgelegt. Die Konzentrationswerte für die Elemente

dieses Standards sind in Tabelle 3 angegeben.

Zur Überprüfung und Bestätigung dieser für den Standard ZGI- GM festgelegten Werte wurden in zwei nachfolgenden Meßserien der Gesteinsstandard DR- N und der Feldspatstandard BCS 375 (ein Plagioklas) analysiert, und die eigenen Werte mit den Literaturangaben verglichen (siehe ebenfalls Tab.3).

Element	<u>ZGI- GM</u>	<u>Diorit DR-N</u>		<u>Fsp BCS 375</u>	
		(a)	(b)	(a)	(c)
Sc	5.1	32.1± 0.2	26.6	2.80± 0.03	2.6
Rb	264	84± 14	125	50± 5	47
Cs	7.2	5.6± 0.6	6.1	0.9± 0.1	1
Ba	365	294± 86	400	75± 39	72
Hf	5.6	4.4± 0.8	3.4	6.5± 0.2	5.5
Ta	1.9	0.55± 0.22	0.52	3.0± 0.1	2.5
Th	34.5	4.9± 0.3	4.5	4.6± 0.1	4.4
U	10	n.d.	1.45	n.d.	1.8
La	38	22.3± 0.7	22	14.8± 0.7	13
Ce	68	39± 2	38	39± 1	36.9
Nd	25	25± 11	28	23± 7	17.9
Sm	4.7	5.2± 0.2	5.3	3.8± 0.2	3.5
Eu	0.56	1.48± 0.10	1.5	0.51± 0.03	0.51
Tb	0.55	0.97± 0.21	0.9	0.57± 0.12	0.50
Yb	2.77	2.11± 0.39	2.3	1.82± 0.16	1.42
Lu	0.45	0.32± 0.05	0.35	0.24± 0.03	0.20

Tab.3: Elementkonzentrationen für die Referenzprobe ZGI- GM und Vergleich der eigenen Analysenwerte für die Standards DR- N sowie BCS 375 mit den Literaturangaben.

Angaben der Konzentrationen in ppm

(a) eigene Werte mit 2 σ - Fehlerbereichen

(b) KRAMAR und PUCHELT (1982)

(c) POTTS et al. (1985)

Es ergibt sich ein Mittelwert für die Abweichung der Analysenwerte, der für den Diorit DR- N 12%, bzw. für den Feldspat 13% beträgt, und somit durchaus im üblichen Rahmen der Genauigkeit für diese Methode liegt.

Allerdings bleibt zu berücksichtigen, daß einige Elementanalysen (Ba, Ta, Nd) einen verhältnismäßig hohen statistischen Zählfehler beinhalten. Uran konnte nicht nachgewiesen werden.

3.5. REPRODUZIERBARKEIT DER ANALYSENWERTE

Um bei der NAA reproduzierbare Daten zu erhalten, ist es sehr wichtig, daß Proben und Standard gleichmäßig mit Neutronen bestrahlt werden. Zur Überprüfung, ob ein homogener Neutronenfluß unter den gegebenen Verhältnissen vorliegt, und um somit gleichzeitig eine Bestätigung für die Reproduzierbarkeit zu erhalten, wurden 3 Quarzampullen gefüllt mit dem Pulver ein und derselben Probe, gleichmäßig - d.h. in 120 °- Abständen - im Aluminiumdrehteller verteilt.

<u>Ampulle</u>					<u>Ampulle</u>				
Element	1	2	3		Element	1	2	3	
Rb	162	169	170	2.1%	La	63	68	65	3.3%
Cs	3.91	4.08	4.10	2.0%	Ce	129	136	128	2.7%
Ba	857	978	867	6.1%	Nd	63	67	67	2.9%
Sc	17.0	17.2	17.8	2.0%	Sm	11.0	11.5	11.3	1.8%
Hf	12.8	12.9	12.4	1.7%	Eu	1.53	1.53	1.55	0.6%
Th	9.1	10.2	9.7	4.6%	Tb	1.24	1.25	1.25	0.5%
U	2.3	4.2	n.d.	---	Yb	3.75	3.93	3.76	2.2%
Ta	3.0	3.3	3.3	4.4%	Lu	0.46	0.49	0.47	2.8%

Tab.4: Reproduzierbarkeit der Analysenwerte

(am Beispiel der Probe Ödwieser Granit ÖG 4)

Dargestellt sind die Ergebnisse der Einzelanalysen(in ppm), und deren Standardabweichung(in %).

Die vorstehende Tabelle enthält das Ergebnis dieser Untersuchung. Es zeigt eine Standardabweichung der Analysenwerte die zwischen 0.5 und 6.1 % bei den einzelnen Elementen liegt. Die durchschnittliche Abweichung beträgt 2.6% und belegt somit deutlich die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse.

3.6. NACHWEISGRENZEN DER ELEMENTE

Unter den zuvor beschriebenen Bestrahlungs- und Meßbedingungen ergeben sich für die internationalen Standards NIM- G und BR folgende Nachweisgrenzen für die einzelnen Elemente:

Element	<u>Granit NIM- G</u>		<u>Basalt- BR</u>	
	Konz.	NWG(a)	Konz.	NWG
Sc	1	0.01	26	0.01
Rb	320	1.4	47	4.0
Cs	1	0.05	1.3	0.15
Ba	120	8	1050	40
Hf	12	0.04	4.9	0.11
Ta	4.5	0.02	5.9	0.08
Th	51	0.04	12	0.07
U	15	1.0	3	0.9
La	109	0.16	80	0.14
Ce	195	0.31	140	0.46
Nd	72	2.0	60	5.5
Sm	15.8	0.06	12	0.04
Eu	0.35	0.01	3.7	0.02
Tb	3	0.04	1.34	0.07
Yb	14.2	0.10	2	0.14
Lu	2	0.01	0.25	0.01

Tab.5: Nachweisgrenzen der Elemente

(am Beispiel der Standards NIM- G und BR)

alle Angaben in ppm: (a) NWG= Nachweisgrenze

Wie der Tabelle zu entnehmen ist, liegen für den Granit NIM- G im allgemeinen niedrigere Nachweisgrenzen vor als für den Basalt BR. Verantwortlich hierfür ist die Tatsache, daß die γ - Spektren von basischen Gesteinen einen höheren Impulsuntergrund (= Comptonuntergrund) besitzen als die von saueren Gesteinen. Dieser höhere Untergrund bei den basischen Gesteinen entsteht dadurch, daß sie gut aktivierbare und zum Zeitpunkt der Messung sehr stark strahlende Elemente, wie z.B. Sc und Fe in höheren Konzentrationen enthalten als die saueren Gesteine.

Die Nachweisgrenzen liegen bei nahezu allen Elementen sehr deutlich unterhalb den Elementkonzentrationen in den beiden Standards (diese sind in der vorhergehenden Tabelle lediglich als Beispiel angegeben; die Nachweisgrenzen lassen sich auch für die analysierten Proben - in Abhängigkeit von deren Elementmatrix - anwenden.

Lediglich niedrige Urankonzentrationen in den Proben liegen im Bereich der Nachweisgrenze (1 ppm) und müssen daher als halb-quantitative Analysenwerte angesehen werden. In den basischen Gesteinen konnte das Element Neodym nicht nachgewiesen werden. Am Ende dieses Abschnitts sei folgender allgemein gültiger Sachverhalt festgehalten :

Die Nachweisgrenzen der INAA - und damit verbunden auch der Meßfehler besonders bei niedrigen Konzentrationen - sind in geologischen Proben umso niedriger, je geringer ihre Konzentrationen an, zum Zeitpunkt der Messung, sehr stark strahlenden Elementen sind.

3.7. ZUSAMMENFASSUNG

Die instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse stellt, sowohl die Präparation als auch die Messung und Auswertung der Proben betreffend, ein aufwendiges Analysenverfahren dar. Dabei ist zu bedenken, daß die bestrahlten Proben radioaktiv sind und somit eine gewissenhafte Handhabung erfordern.

Zugleich aber können mit Hilfe dieser Methode eine Anzahl geochemisch wichtiger Spurenelemente genau und reproduzierbar bestimmt werden.

Die Nachweisgrenzen liegen in einem Bereich, der bei nahezu allen Elementen sehr deutlich unterhalb deren Konzentrationen in den analysierten Proben ist.

ANMERKUNG ZUR RÖNTGENFLUORESZENZANALYSE:

Bevor nun die Darstellung der Ergebnisse und deren Interpretation erfolgt, sei zu dem zweiten Analysenverfahren, der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) kurz folgendes gesagt:

Die Präparation der Schmelztabletten und deren Messung erfolgte am Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie der TU in Garching. Bei der Messung auftretende Matrixeffekte wurden mit Hilfe eines Matrixkorrekturprogrammes berücksichtigt.

An dieser Stelle ist Herrn R. Beiderbeck für die freundliche und tatkräftige Unterstützung bei diesem Analysenverfahren zu danken.

4. DAS GEOCHEMISCHE VERHALTEN VON ELEMENTEN BEI DER PROGRADEN METAMORPHOSE

4.1. EINFÜHRUNG

In den letzten Jahren wurde eine beträchtliche Menge von Informationen über die Verteilung und das Verhalten der SEE in magmatischen und sedimentären Gesteinen gesammelt. Metamorphe Gesteine hatten im Vergleich dazu nur wenig Beachtung gefunden. Diese Tatsache wird dadurch deutlich, daß dem Standardwerk "Rare Earth Element Geochemistry" (HENDERSON, 1984), welches 501 Seiten umfaßt, nichts über SEE in Metamorphiten zu entnehmen ist. Einige Arbeiten berichten von einer SEE- Mobilität bei der Metamorphose, aber der größte Teil der verfügbaren Daten legt nahe, daß die Gehalte an SEE im wesentlichen durch die Metamorphose nicht beeinflußt werden (MUECKE et al., 1979).

Der verhältnismäßig große Ionenradius der SEE - besonders bei den LSEE (siehe Abb. 2) - erschwert covalente und elektrostatische Bindungen und ist deshalb einer der wichtigsten Faktoren, weshalb die SEE zur Komplexbildung neigen. Von geochemischer Bedeutung sind Carbonat- , Sulfat- , Chlorid- und Fluoridkomplexe.

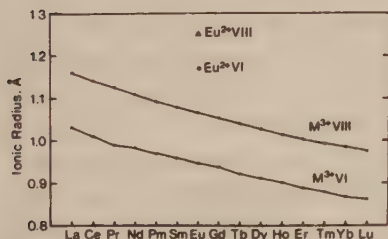


Abb.2: Die Abhängigkeit des Ionenradius von der Ordnungszahl für die dreiwertigen SEE und Eu^{2+} , in 6-er und 8-er Koordination (Lanthanidenkontraktion).

Daten aus SHANNON (1976).

In Abwesenheit einer geeigneten fluiden Phase gelten die SEE folglich als immobil, sogar unter metamorphen Bedingungen. So ist es möglich, wie bereits auf Seite 6 erwähnt, SEE- Verteilungsmuster zu benutzen, um auf das Ausgangsmaterial zu schließen (SCHUBERT, 1979).

Diese Möglichkeit muß jedoch durch andere geochemische und mineralogische Beweise abgesichert werden, falls der geringste Hinweis auf die Einwirkung einer fluiden Phase besteht.

Jedes Gesteinssystem, in welchem Alterationen ablaufen, beinhaltet Reaktionen zwischen den Mineralen und der fluiden Phase. Dabei auftretende Mobilitäten der SEE (Zunahme bzw. Abnahme) sind im wesentlichen abhängig von:

- 1) der Konzentration an SEE im unveränderten Gestein, ihre Verteilung auf die einzelnen Phasen und die Stabilität dieser gegenüber der fluiden Phase.
- 2) der Konzentration der SEE in der fluiden Phase, das Verteilungsverhalten der SEE zwischen den Mineralen und der fluiden Phase, sowie die Fähigkeit dieser, die SEE aus dem System zu transportieren.
- 3) der Fähigkeit von sekundär bei diesen Reaktionen gebildeten Mineralen, die freigesetzten SEE einzubauen (HUMPHRIS, 1984).

Hierbei ist darauf hinzuweisen, daß die SEE nur in sehr wenigen Mineralen als Hauptelemente enthalten sind (z.B. Monazit ist ein LSEE- Phosphat). Nahezu ausschließlich substituieren die SEE andere Elemente mit ähnlichen Ionenradien in den Mineralen. Der Vergleich der SEE- Ionengrößen mit denen anderer Kationen zeigt, daß es hier nur wenige mit vergleichbarer Größe gibt. Na^+ und Ca^{2+} weisen ähnliche Größen wie die 3- wertigen LSEE auf (z.B. in 6-er Koordination: $\text{Na}^+ 1.02\text{\AA}$; $\text{Ca}^{2+} 1.00\text{\AA}$). Eu^{2+} und Sr^{2+} haben nahezu identische Radien (z.B. in 6-er Koordination: $\text{Sr}^{2+} 1.18\text{\AA}$; $\text{Eu}^{2+} 1.17\text{\AA}$). K^+ , Rb^+ , Cs^+ , und Ba^{2+} sind größer als die SEE- Ionen, während der größte Teil der Übergangselemente kleiner ist, jedoch mit Mn^{2+} , Y^{3+} , Th^{4+} und U^{4+} als wichtige Ausnahmen (HENDERSON, 1984).

Monazit, Orthit, Titanit, Apatit, Xenotim, Zirkon und Granat stellen die wichtigsten SEE- Minerale dar. Zudem können die Feldspäte eine bedeutende Rolle als Eu- Träger spielen.

4.2. PROBENNAHME

Der Vergleich von Elementgehalten in Metasedimenten unterschiedlichen Metamorphosegrades ist nur dann sinnvoll, wenn bei der Sedimentation gleiche oder zumindest ähnliche lithofazielle Bedingungen geherrscht haben. Nach SUK (1971) ist dieser Vergleich für die unterschiedlich metamorphen Gesteine der Böhmischen Masse statthaft.

Wie bereits zuvor erwähnt, treten in der Monotonen Serie hauptsächlich Metapelite auf. Bei der Probennahme wurde das alleinige Augenmerk auf diese Gesteine gelegt. Die Probenfundpunkte sind der geologischen Karte auf Seite 22 zu entnehmen. Es wurden insgesamt 32 Gesamtgesteine untersucht.

Diese gliedern sich - unter Berücksichtigung ihres mengenmäßigen Anteiles in dieser metamorphen Abfolge - in :

- | | |
|---------------------------------|----------|
| 1) Phyllitische Glimmerschiefer | : n = 7 |
| 2) Glimmerschiefer | : n = 8 |
| 3) Gneise | : n = 17 |

Bis auf wenige Ausnahmen bei den phyllitischen Glimmerschiefern waren alle Proben in einem sehr frischen Zustand. Entsprechend dem Gefüge der einzelnen Gesteinsproben wurden Mengen zwischen 3 und 22 kg aufbereitet.

Erläuterungen zur geologischen Karte der folgenden Seite:
Probenfundpunkte:

Prograde Metamorphose:

MET 1- 7 : phyllitische Glimmerschiefer
MET 8- 15 : Glimmerschiefer
MET 16- 24: Gneise (z.T. metatektisch)

Anatexis:

ECK: Lokalität Steinbruch Eck (n= 6)
MÜH: Lokalität Mühlberg (n= 3)
RSL: Lokalität Rusel (n= 4)

Die Proben MET 25- 28 befinden sich etwa 10km NW von Viechtach (Bl. Miltach) in der nördlich des Pfahls gelegenen metatektischen Paragneiszone.

Die Lokalitäten der Proben MET 29- 32 sind der geologischen Karte des Gebietes St. Englmar S.68 zu entnehmen.

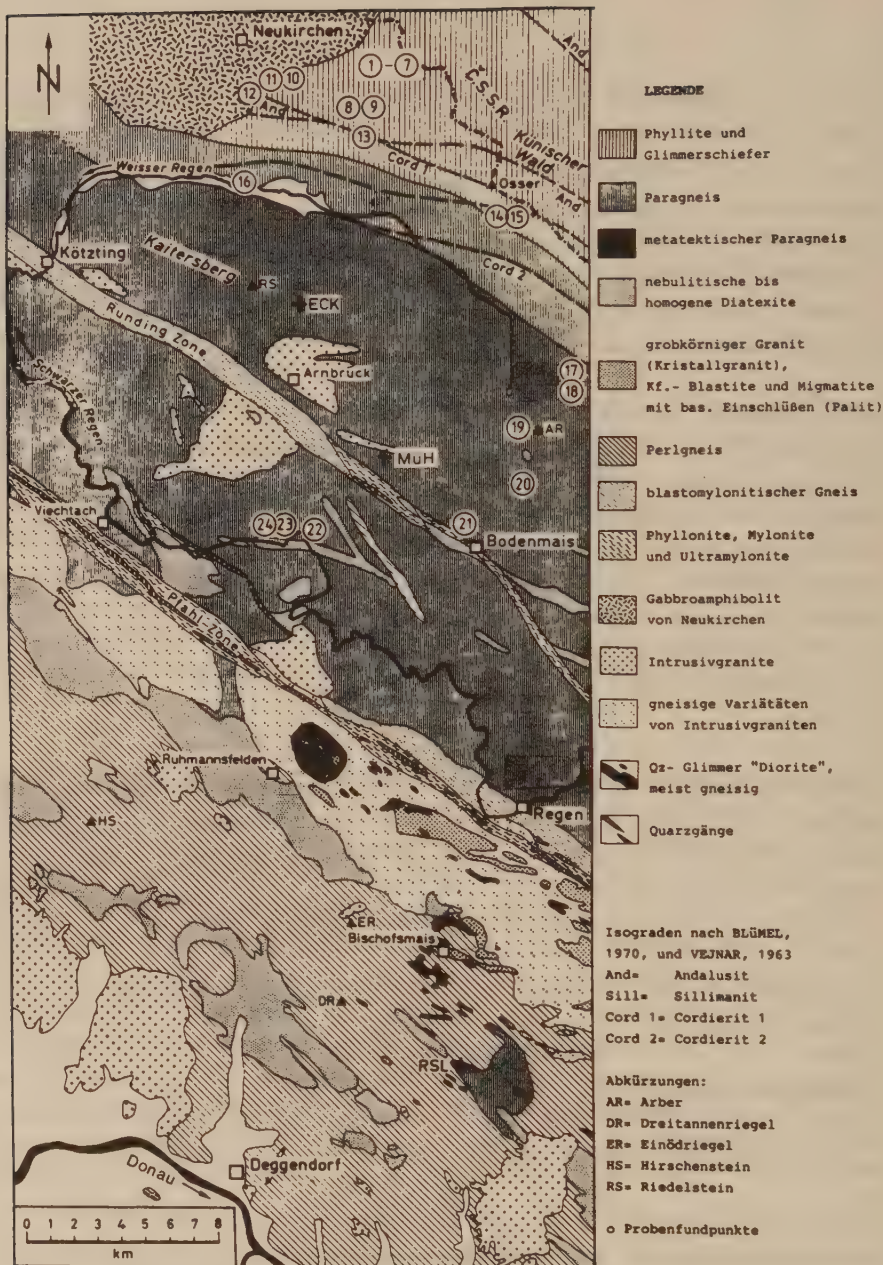


Abb.3: Vereinfachte geologische Karte des Gebietes Lam-Deggendorf, Bayerischer Wald (im wesentlichen nach BLÜMEL, 1970 und TROLL, 1967; aus GRAUERT et al., 1974).

Weitere Erläuterungen siehe vorhergehende Seite 21;

4.3. MEGASKOPISCHE BESCHREIBUNG DER GESTEINE

Eine ausführliche megaskopische und besonders mikroskopische Beschreibung aller in diesem Metamorphosegebiet auftretenden Gesteine enthält die Dissertation von BLÜMEL (1970).

So werden an dieser Stelle die drei bearbeiteten Gesteine lediglich knapp dargestellt :

Phyllitische Glimmerschiefer (MET 1- 7) :

Diese Gesteine zeigen planare, silbrig glänzende Schieferflächen, deren Striemung an den eingeregelter Biotiten erkennbar wird. Glimmerarme Varietäten sind gelegentlich stengelig texturiert. Gesteinsschnittflächen zeigen manchmal Kleinfalten, deren Achsenebene etwa parallel in s liegt. Teilweise finden sich in diesen Gesteinen Quarzmobilisate, die parallel zu den Schieferungsflächen orientiert sind.

Glimmerschiefer (MET 8- 15) :

Diese Gesteine sind im Gegensatz zu den niedriger metamorphen phyllitischen Glimmerschiefern teilweise deutlich verfaltet. In die straff texturierten Glimmerschiefer schalten sich immer wieder massige, schwarzgraue, mafitreiche Lagen ein. Sie charakterisieren mit ihren, mit dem bloßen Auge sichtbaren, blaßrosafarbenen Andalusitkristallen die nächsthöhere Metamorphosestufe. Die Schieferflächen glänzen silbrig auf, deutlich sind die einzelnen Muskovitschuppen zu erkennen.

Gneise (MET 16- 32) :

Hier ist die Schieferung nur schwach ausgebildet. Seidig aufhellende, diffuse Flecken lassen den Sillimanit erkennen. Höhere Cordieritanteile verleihen dem sonst grau-grünen Gestein eine bläulich-violette Färbung.

In den metatektisch beeinflussten Gneisen treten grünlichweiße, grobkörnige Quarz- Feldspat- Bereiche auf.

4.4. DARSTELLUNG DER ERGEBNISSE

4.4.1. MITTELWERTE DER ELEMENTKONZENTRATIONEN IN DEN METAMORPHEN GESTEINEN

In der nachfolgenden Tabelle 6 sind die Mittelwerte der Elementkonzentrationen und deren Standardabweichung in den untersuchten Gesteinsgruppen angegeben (die Einzelanalysen sind im Anhang Seite 130ff aufgelistet).

Für 3 phyllitische Glimmerschiefer-, 7 Glimmerschiefer- und 5 Gneisproben liegen zusätzlich Boranalysen vor (hierfür Herrn. Dr. Sauerer herzlichen Dank).

Mit Hilfe des t- Testes wurde ermittelt, ob die Unterschiede der Mittelwerte der Elementkonzentrationen zwischen der niedrigstmetamorphen (phyllitische Glimmerschiefer) und der höchstmetamorphen Gesteinsgruppe (Gneise) signifikant sind oder nicht (Aussagewahrscheinlichkeit $> 95\%$). Das Ergebnis ist ebenfalls Tabelle 6 zu entnehmen.

Der Vergleich der Konzentrationen bei den Hauptelementen zeigt eine weitestgehende Übereinstimmung der Analysenwerte und belegt somit die homogene chemische Zusammensetzung dieser prograden Serie hinsichtlich ihrer Hauptelemente. Der t- Test ergibt für den niedrigst- und höchstmetamorphen Gesteinstyp für alle Hauptelemente Werte, die unterhalb dem Grenzwert von 2.07 liegen.

Bei den Spurenelementen ergibt sich ebenfalls eine Übereinstimmung der Analysenwerte in einigen Fällen. Doch zeigen insbesondere die SEE, wobei hier die t- Werte für die LSEE (La: $t = 7.09$) wesentlich höher liegen als bei den SSEE (Yb: $t = 2.75$), sowie Th ($t = 4.70$) und Cs ($t = 3.36$) deutlich höhere t- Werte.

Ein Vergleich zeigt, daß diese Unterschiede in höheren SEE- und Th- Konzentrationen, sowie niedrigeren Cs- Werten in den Gneisen gegenüber den phyllitischen Glimmerschiefern begründet liegen.

Mit Ausnahme des Cs weisen die genannten Elemente in den Glimmerschiefern Konzentrationen auf, die zwischen denen im phyllitischen Glimmerschiefer und Gneis liegen.

Die t- Werte für Ta ($t = 2.21$) und Sr ($t = 2.41$) liegen nahe dem Grenzwert $t = 2.07$ und werden als wenig signifikant betrachtet.

Element	Gruppe 1		Gruppe 2		Gruppe 3		t-Test1/3
SiO ₂	65.7	6%	67.9	6%	65.0	5%	0.47
TiO ₂	0.73	7%	0.78	17%	0.82	22%	1.25
Al ₂ O ₃	16.0	10%	15.7	18%	17.2	12%	1.27
Fe ₂ O ₃	5.43	6%	6.40	19%	6.59	23%	1.81
MnO	0.10	100%	0.08	6%	0.11	72%	0.25
MgO	2.18	26%	1.77	20%	2.37	30%	0.53
CaO	0.78	47%	0.36	172%	0.94	38%	0.94
Na ₂ O	2.37	16%	0.84	88%	2.05	38%	1.00
K ₂ O	3.56	10%	3.74	37%	3.82	18%	0.89
P ₂ O ₅	0.1	---	0.1	---	0.1	---	----
Summe	96.95		97.67		99.00		
Rb	138	9%	150	33%	152	26%	0.89
Cs	7.18	22%	8.34	58%	4.5	39%	<u>3.36</u>
Sr	110	25%	75	125%	187	42%	2.41
Ba	1013	67%	582	22%	793	22%	1.19
B	54.0	54%	26.6	55%	4.9	51%	<u>3.25</u>
Sc	15.9	19%	14.5	17%	18.8	32%	1.17
Zr	203	33%	267	33%	233	18%	1.27
Hf	5.57	32%	6.87	33%	6.50	18%	1.43
Th	9.7	12%	12.2	14%	15.7	20%	<u>4.70</u>
U	5.1	32%	3.7	30%	4.6	44%	0.56
Ta	2.02	16%	2.48	9%	2.46	19%	2.21
La	19.7	61%	43.8	17%	51.1	16%	<u>7.09</u>
Ce	39.4	52%	81.7	15%	95.3	16%	<u>7.10</u>
Nd	18.6	39%	34.3	20%	42.3	21%	<u>6.03</u>
Sm	3.58	40%	6.40	12%	7.73	13%	<u>7.78</u>
Eu	0.54	39%	1.00	21%	1.12	15%	<u>6.77</u>
Tb	0.70	13%	0.91	7%	1.20	21%	<u>4.75</u>
Yb	2.45	5%	3.03	7%	4.13	32%	<u>3.22</u>
Lu	0.32	9%	0.40	10%	0.56	39%	<u>2.75</u>

Tab.6: Mittelwerte der Elementkonzentrationen mit relativer Standardabweichung in den drei untersuchten Gesteinsgruppen und t-Test Ergebnis; Konzentrationsangaben bei den Hauptelementen in Gew.%, bei den Spuren in ppm; weitere Erläuterungen folgende S.

Gruppe 1 = phyllitische Glimmerschiefer

Gruppe 2 = Glimmerschiefer

Gruppe 3 = Gneise

t-Werte > 2.07 sind als signifikante Konzentrationsunterschiede zwischen Gruppe 1 und Gruppe 3 (Signifikanz mit $> 95\%$ Wahrscheinlichkeit) durch Unterstreichen hervorgehoben.

4.4.2. FAKTORENANALYSE DER METAMORPHITE

Wie bereits erwähnt, handelt es sich bei dem Ausgangsmaterial der Metamorphite um pelitische, geosynklinale Ablagerungen, die einen wechselnden Anteil psammitischer Komponente enthalten. Dieser unterschiedliche Anteil im sedimentären Ausgangsmaterial hat natürlich Einfluß auf die chemische Zusammensetzung. So bewirkt ein höherer Anteil an sandiger, quarzreicher Komponente z.B. höhere Si- und niedrigere Al- Werte in den Gesteinen.

Ein Verfahren, den Einfluß einer solchen Komponente auf die Elementkonzentrationen in den Gesteinen anschaulich aufzuzeigen, ist die Faktorenanalyse.

Diese stellt ein statistisches Verfahren dar, welches Elemente, die sich geochemisch ähnlich in den betrachteten Gesteinsserien verhalten, zu Gruppen (= Faktoren) zusammenfaßt. Ein Maß, wie stark ein Element einer solchen Gruppe zuzuordnen ist, stellt die sogenannte Ladung dar. Je höher der Absolutwert der Ladung, desto eindeutiger kann ein Element einer Gruppe zugeordnet werden. Das Vorzeichen der Ladung gibt einen gleichartigen (+) bzw. entgegengesetzten (-) Trend innerhalb einer Gruppe an.

In der nachfolgenden Tabelle ist das Ergebnis solch einer Analyse dargestellt. Berechnet wurde diese mit drei Faktoren und zehn Variablen (die Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na und K, sowie die Spurenelemente Rb und Sr; letztgenannte verhalten sich geochemisch ähnlich wie die Hauptelemente K bzw. Ca und es ist daher zu erwarten, daß die Faktorenanalyse die Elementpaare K-Rb,

sowie Ca-Sr dem gleichen Faktor mit einer vergleichbaren Ladung zuordnet).

Element	<u>Faktor 1</u>	<u>Faktor 2</u>	<u>Faktor 3</u>
Si	-0.88	-0.21	-0.29
Ti	+0.87	+0.10	-0.19
Al	+0.84	+0.06	+0.32
Fe	+0.73	+0.20	-0.49
Mg	+0.68	+0.57	-0.12
Ca	-0.23	+0.78	+0.49
Na	-0.45	+0.50	+0.46
K	+0.40	-0.57	+0.69
Rb	+0.23	-0.48	+0.74
Sr	-0.14	+0.73	+0.34

Tab.7: Faktorenanalyse aller Proben der metamorphen Abfolge mit den Elementen Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Rb und Sr; nähere Erläuterungen siehe Text.

Wie der Tabelle zu entnehmen ist, weisen die Hauptelemente Si, Ti, Al und Fe (daneben weniger deutlich auch Mg) eine hohe Ladung im Faktor 1 auf (die maximal mögliche Ladung beträgt +1 bzw. -1). Demgegenüber besitzen die übrigen drei Hauptelemente Ca, Na und K auf diesem Faktor 1 nur eine geringe Ladung. Jedoch weist Calcium eine erhöhte Ladung im Faktor 2, bzw. Kalium eine erhöhte Ladung im Faktor 3 auf.

Dieses Verhalten ist so verstehen: ein geringerer Anteil an sandiger Komponente in einer Ton- Sand- Fraktion (Si mit negativer Ladung in der Faktorenanalyse) bewirkt einen größeren Tonmineralanteil und folglich höhere Konzentrationen an Ti, Al, Fe und Mg (positive Ladung für diese Elemente).

Die Elemente Ca, Na und K zeigen geringe Korrelationen mit den zuvor genannten Hauptelementen.

Dies kann so interpretiert werden, daß im sedimentären Material

Feldspat vorlag, dessen Anteil unabhängig vom Ton- Sand-Verhältnis war.

Die Spurenelemente Rb und Sr verhalten sich analog wie die Hauptelemente K und Ca. Gemeinsam mit Ca besitzt Sr eine erhöhte Ladung auf dem Faktor 2, während Rb und K eine ebensolche Ladung auf dem Faktor 3 aufweisen.

4.4.3. CHONDRITNORMIERTE SEE- VERTEILUNGSMUSTER

Als nächster Schritt wird nun in Abb.4a, c und d das Verhalten der SEE in den drei Gesteinsgruppen anhand der in der Literatur üblichen chondritnormierten Verteilungsmuster dargestellt (Chondritwerte der SEE von NAKAMURA, 1974; der dort nicht vorhandene Tb- Wert ist der Arbeit von HASKIN et al., 1968 entnommen). Zudem ist in Abbildung 4b ein Vergleich mit den SEE-Gehalten von nordamerikanischen Tonschiefern (NASC) und Sandsteinen der russischen Plattform gegeben.

Abbildung 4a zeigt die chondritnormierten SEE- Verteilungsmuster der drei Gesteinsgruppen (jeweils Mittelwerte). Bei der Gruppe der Gneise sind dabei jene vier Proben (MET 24, 30, 31, 32) nicht berücksichtigt, die sich durch eine ungewöhnlich starke Anreicherung der SSEE gegenüber allen anderen Metamorphiten auszeichnen.

Die Verteilungsmuster der drei Gruppen sind einander sehr ähnlich. Sie sind gekennzeichnet durch einen kontinuierlich abnehmenden Kurvenverlauf, verbunden mit einer negativen Europiumanomalie. Deutlich verschieden hingegen sind die chondritnormierten Werte (ebenso wie die absoluten Konzentrationen) in den einzelnen Gruppen. So ergibt sich für das Element La ein höherer Wert von 122 % (bei den Glimmerschiefern) bzw. 153 % (bei den Gneisen) gegenüber der niedrigst metamorphen Gruppe. Für Yb ergibt sich ein größerer Wert von 24 % (bei den Glimmerschiefern) bzw. 41 % (bei den Gneisen) gegenüber den phyllitischen Glimmerschiefern. Durch die stärkere Anreicherung der LSEE gegenüber den SSEE in den Glimmerschiefern und Gneisen

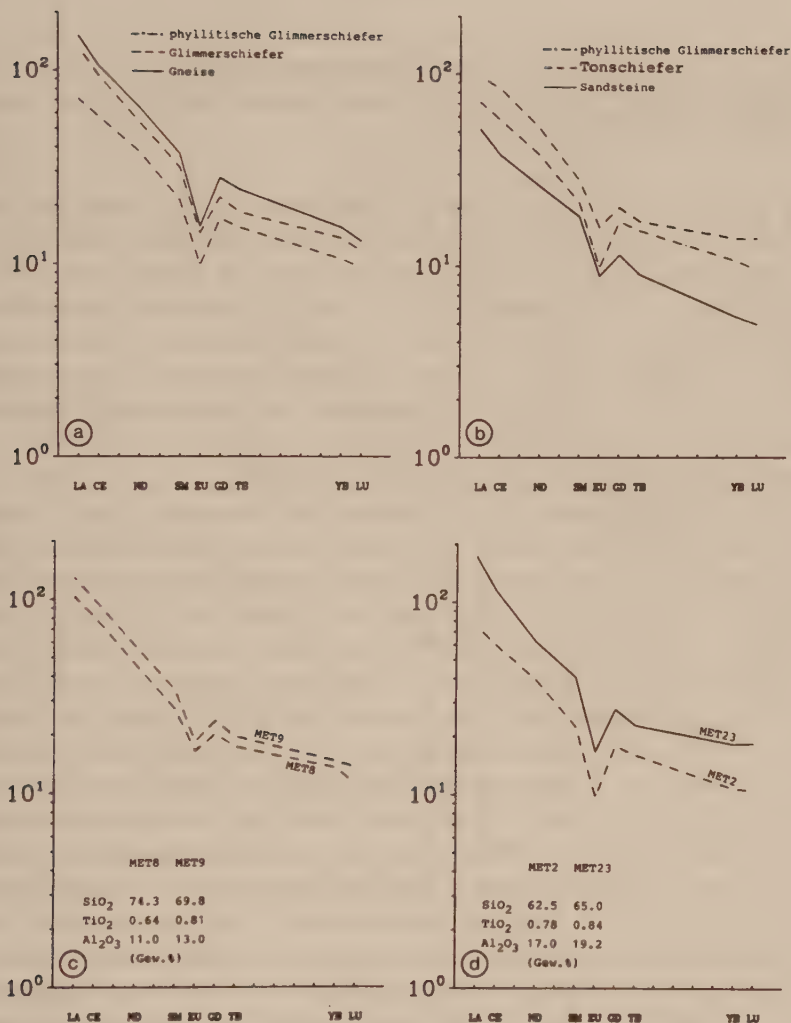


Abb.4: Chondritnormierte SEE- Verteilungsmuster zum Arbeitsgebiet "Prograde Metamorphose";

- a) SEE- Verteilungsmuster der metamorphen Gesteinsgruppen (Mittelwerte);
- b) SEE- Verteilungsmuster der phyllitischen Glimmerschiefer, von nordamerikanischen Tonschiefern (NASC) und Sandsteinen der russischen Plattform (jeweils Mittelwerte);
- c) SEE- Verteilungsmuster der Glimmerschiefer MET 8 und MET 9;
- d) SEE- Verteilungsmuster von MET 2 (phyllitischer Glimmerschiefer) und MET 23 (Gneis);

ergeben sich somit höhere chondritnormierte La_N/Yb_N -Werte von 9.6 (Glimmerschiefer) und 9.7 (Gneise) gegenüber 5.4 für die phyllitischen Glimmerschiefer.

Abbildung 4b enthält die chondritnormierten SEE- Verteilungsmuster der phyllitischen Glimmerschiefer, von Tonschiefern (NASC= North American shales composite) und Sandsteinen (jeweils Mittelwerte). NASC stellt den Mittelwert aus 40 nordamerikanischen Tonschiefern dar (HASKIN et al., 1968) und wird in der Literatur häufig zum Vergleich mit anderen tonigen Sedimenten und deren metamorphen Äquivalenten herangezogen. Der Sandsteinmittelwert stellt die mittlere chemische Zusammensetzung von 6051 Proben der russischen Plattform dar (WEDEPOHL, 1978).

Auch hier sind die drei Verteilungsmuster einander ähnlich und zeigen den oben beschriebenen Kurvenverlauf mit einer kontinuierlichen Abnahme der normierten SEE-Gehalte und einer negativen Eu-Anomalie. Die Ursache der deutlich niedrigeren SEE-Gehalte im Sandstein liegt darin begründet, daß der in diesen Gesteinen enthaltene modale Quarzanteil wesentlich höher ist als in pelitischen Gesteinen und daß dieses Mineral keine SEE in sein Gitter einbaut. Eine psammitische Komponente in einem pelitischen Gestein hat somit - sofern sie keine akzessorischen SEE- reichen Phasen beinhaltet - eine Erniedrigung der SEE- Gehalte zur Folge. Bei den untersuchten Metamorphiten handelt es sich um Gesteine, die überwiegend pelitische , daneben aber auch in wechselnden Anteilen psammitische Komponente beinhalten. Aus Abbildung 4b ist ersichtlich, daß die SEE-Gehalte der phyllitischen Glimmerschiefer im Bereich zwischen Tonschiefer (NASC) und Sandstein liegen, während demgegenüber die Glimmerschiefer und besonders die Gneise höhere Werte aufweisen (vgl. Abb.4a).

Das nächste Diagramm verdeutlicht den soeben angesprochenen Verdünnungseffekt einer höheren psammitischen Komponente in einem Gestein. In dieser Abbildung 4c sind die Verteilungsmuster zweier Proben (MET 8 und 9) dargestellt, die derselben Lokalität entstammen - folglich also den gleichen Metamorphosegrad aufweisen - aber Unterschiede im Hauptchemismus zeigen. Um diese darzustellen sind in einer Tabelle die ebenfalls in Abbildung 4c

enthalten ist, jene drei Elemente aufgelistet, die in der Faktorenanalyse beim Faktor 1 die höchsten Ladungen aufweisen, also Si, Ti und Al. Ein Vergleich der Analysen ergibt für MET 8 etwas höhere Si- bzw. niedrigere Al- Konzentrationen. Aufgrund dieser Elementgehalte kann also angenommen werden, daß MET 8 einen etwas höheren Psammitanteil aufweist als MET 9.

Unter der Annahme, daß diese sandige Komponente nur aus Quarz besteht, errechnet sich für MET 8 ein um 18% erhöhter Quarzanteil. Für die Gehalte an LSEE (La) ergibt sich jedoch eine Konzentrationserniedrigung in MET 8 von 21%. Diese Erniedrigung ist bei den SSEE deutlich geringer (Yb -8%).

In Abbildung 4d werden zwei Proben verglichen, die dem niedrigsten (phyllitischer Glimmerschiefer MET 2) bzw. höchsten Metamorphosegrad (Gneis MET 23) zuzuordnen sind und zugleich einen ähnlichen Hauptchemismus aufweisen (vgl. Konzentrationswerte für Si, Ti und Al in der Abb.4d beigefügten Tabelle). Deutliche Unterschiede in den SEE- Gehalten aufgrund eines verschiedenen Psammitanteiles kommen hier nicht in Betracht.

Die Verteilungsmuster der Proben MET 2 und MET 23 sind einander ähnlich und zeigen den bereits beschriebenen Kurvenverlauf.

Während MET 2 ein La_N/Yb_N - Verhältnis von 7.0 aufweist, besitzt jedoch MET 23 eine größeres Verhältnis von 9.3, d.h. in der höher metamorphen Probe MET 23 sind die LSEE gegenüber den SSEE stärker angereichert als in der niedriger metamorphen Probe MET 2. Deutlich verschieden hingegen sind die Absolutgehalte an SEE in den beiden Proben. MET 2 weist für La und Yb Konzentrationswerte von 24.7 bzw. 2.38 ppm auf. Demgegenüber betragen die entsprechenden Werte für MET 23 56.7 bzw. 4.06 ppm (übrige SEE- Werte dieser Proben siehe Anhang S.130 ff).

4.4.4. INAA- ANALYSEN VON MINERALEN AUS DEM PHYLLITISCHEN GLIMMERSCHIEFER MET 2 UND DEM GNEIS MET 23

Um Kenntnis darüber zu erhalten, wie sich die SEE auf die einzelnen Phasen dieser beiden Proben verteilen, wurden folgende Minerale abgetrennt und analysiert, die als Träger der SEE in den Gesteinen gelten:

Bei der phyllitischen Glimmerschieferprobe MET 2 waren dies die Minerale Muskovit, Biotit, Granat, Ilmenit und Apatit, beim Gneis MET 23 die Minerale Alkalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Granat, Ilmenit, Monazit und Zirkon. (Sinnvoll, aber nicht möglich ist die Abtrennung von Orthit und Zirkon aus MET 2, sowie Apatit aus MET 23. Orthit und Zirkon sind häufig mit Biotit verwachsen, bzw. liegen als Einschlüsse im Biotit vor und konnten deshalb nicht isoliert werden; durch die Aufbereitung konnte jedoch ein nahezu einschluß- und verwachsungsfreies Biotitpräparat gewonnen werden; zur Reinheit der Minerale siehe S.37; Apatit war stets mit Monazit kontaminiert).

Sillimanit (nur in MET 23 enthalten) und Quarz können aufgrund ihrer Gitterstruktur keine SEE einbauen. Daher wurde auf die Abtrennung dieser Minerale verzichtet. Denkbar ist es, daß Cordierit, bedingt durch seine Röhrenstruktur, SEE einbauen kann (SEE- Analysen dieses Mineralen sind aus der Literatur nicht bekannt). Da es mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht möglich war, aus der cordieritführenden Probe MET 23 dieses Mineral abzutrennen, wurde ein cm- großer, sehr frischer Cordierit aus einem Gneis vom Arbergipfel per Hand isoliert. Als einziges SE- Element konnte lediglich Eu mit 0.02 ppm nachgewiesen werden (siehe Analyse Tab.8a, S.34).

In den nachfolgenden Tabellen 8a und b sind die Ergebnisse der Mineralanalysen aufgelistet, und in Abb.5 S.36 werden diese graphisch dargestellt. Auf der Abszisse dieser Abbildung angegeben sind die mit der INAA gemessenen Elemente, in der Reihenfolge, wie sie in Tabelle 8 angeordnet sind. Auf der Ordinate sind die auf das jeweilige Gesamtgestein normierten Konzentrationen dieser Elemente logarithmisch angegeben (dies bedeutet,

daß die Elementkonzentrationen des Gesamtgesteines in Abb.5 auf einer Linie mit dem Ordinatenwert = 1 liegen).

Ergänzend zu den in den Gesamtgesteinsanalysen aufgeführten Elementen ist bei den vorliegenden Mineralanalysen das Element Cr angegeben.

Durch das Aufbereitungsverfahren bei den Gesamtgesteinen liegt eine Cr- Kontamination des Probenmaterials vor. In der gesteinsnormierten Abb. 5 ist Cr dargestellt, jedoch wird das geochemische Verhalten dieses Elementes im folgenden wegen den unsicheren Gesamtgesteinswerten (MET 2: 61 ppm Cr, MET 23: 65 ppm Cr) nicht diskutiert.

Beim **Vergleich der beiden Diagramme** fällt als erstes auf, daß die Streuung der Mineralverteilungsmuster um das Gesamtgestein (= Grundlinie) beim Gneis MET 23 sehr viel größer ist als beim phyllitischen Glimmerschiefer MET 2. Während die darstellenden Punkte der Mineralverteilungsmuster bei MET 2 nur knapp unterhalb der Grundlinie beginnen ($La_N = 0.36$ für Ilmenit), bzw. bis maximal 49 (Lu_N -Wert für Granat) gesteinsnormiert reichen, ergibt sich für MET 23 ein Streuungsbereich, der von 0.009 (Yb_N für Alkalifeldspat) bis 1866 (Th_N für Monazit) gesteinsnormiert reicht. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß Orthit und Zirkon als Träger von LSEE bzw. SSEE in MET 2 nicht analysiert sind.

Dies zeigt zum einen, daß die Spurenelemente in den Gesteinen auf die einzelnen Mineralphasen sehr unterschiedlich verteilt sind. Betrachtet man die SEE, so können Minerale wie Quarz, Sillimanit und Cordierit diese Elemente nicht einbauen. In den Feldspäten und Glimmern sind diese in zwar unterschiedlichen, aber dennoch - im Vergleich zu den Akzessorien - niedrigen Konzentrationen enthalten. Diese Akzessorien müssen als wesentliche Träger der SEE in den metamorphen Gesteinen betrachtet werden. Dabei treten Monazit und Orthit als bevorzugte Träger der LSEE auf, während Apatit, Granat und Zirkon verstärkt die SSEE einbauen (vgl. Abb.5, S.36).

Element	<u>Mus</u>	<u>Bio</u>	<u>Gt</u>	<u>Il</u>	<u>Ap</u>	<u>Cord</u>
Rb	163	522	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cs	4.61	45.9	n.d.	n.d.	n.d.	7.2?
Ba	5578	2167	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	48.0	27.4	79.0	18.2	1.6	0.7?
Cr	153	149	106	99	n.d.	n.d.
Hf	4.79	3.86	5.33	6.95	34.4?	n.d.
Th	6.9	7.1	12.7	52.8	5.2	n.d.
U	7.6	6.9	27.1	30.2	11.6	n.d.
Ta	0.75	3.51	n.d.	50.0	n.d.	n.d.
La	17.2	13.0	19.6	8.8	21.3	n.d.
Ce	33.9	27.9	n.d.	n.d.	76.9	n.d.
Nd	17.5	15.1	n.d.	n.d.	83.9	n.d.
Sm	3.8	3.6	9.3	3.8	33.6	n.d.
Eu	0.65	0.55	1.23	0.37	7.23	0.02?
Tb	0.46	0.47	6.91	0.72	9.75	n.d.
Yb	1.82	2.21	112.5	4.08	55.9	n.d.
Lu	0.28	0.31	17.7	0.63	6.5	n.d.

Tab.8a: INAA- Analysen von Mineralen aus dem phyllitischen Glimmerschiefer MET 2, sowie von Cordierit aus einem Gneis;

alle Konzentrationsangaben in ppm;

Mus= Muskovit; Bio= Biotit; Gt= Granat;

Il= Ilmenit; Ap= Apatit; Cord= Cordierit;

n.d.= nicht nachweisbar;

Zuverlässigkeit des Hf- Wertes im Apatit siehe S.38;

Beim Cordierit ist wegen Verunreinigung des Ampullenmaterials eine Korrektur der Analysenwerte notwendig. Dadurch ergibt sich eine zusätzliche Unsicherheit (angedeutet durch die Fragezeichen).

Element	<u>Akf</u>	<u>Plag</u>	<u>Bio</u>	<u>Gt</u>	<u>Il</u>	<u>Mon</u>	<u>Zirk</u>
Rb	293	115	436	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cs	1.31	0.56	13.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	2246	1028	450	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	0.08	0.31	75.9	354	116	3.20	61.3
Cr	n.d.	4.9	359	120	138	301	253
Hf	0.14	0.68	1.93	7.63	12.7	55.7?	1580
Th	0.18	0.97	1.54	5.14	9.83	29300	40.3
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	36.4	5400	132
Ta	n.d.	n.d.	4.76	n.d.	100	n.d.	2.55
La	2.20	4.71	5.54	17.7	14.9	96300	31.0
Ce	2.12	7.54	n.d.	n.d.	33.4	159000	88.2
Nd	0.60	2.55	n.d.	n.d.	23.6	56400	72.8
Sm	0.08	0.53	0.76	3.53	7.46	12900	29.0
Eu	2.07	1.09	0.12	n.d.	0.33	550	1.09
Tb	0.015	0.071	0.21	7.24	1.71	750	13.8
Yb	0.04	0.19	1.19	117	7.19	293	86.4
Lu	0.006	0.025	0.21	21.6	1.14	34.1	17.6

Tab.8b: INAA- Analysen von Mineralen aus der Gneisprobe MET 23;
alle Konzentrationsangaben in ppm;

Akf= Alkalifeldspat; Plag= Plagioklas; Bio= Biotit;
Gt= Granat; Il= Ilmenit; Mon= Monazit; Zirk= Zirkon;

n.d.= nicht nachweisbar;

Zuverlässigkeit des Hf- Wertes im Monazit siehe S.40.

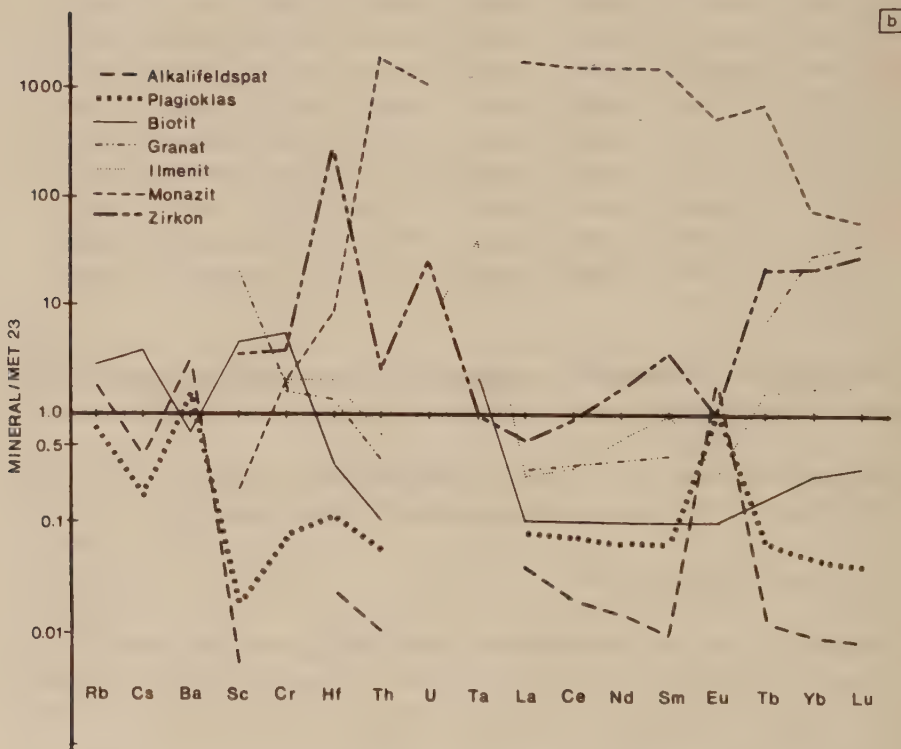
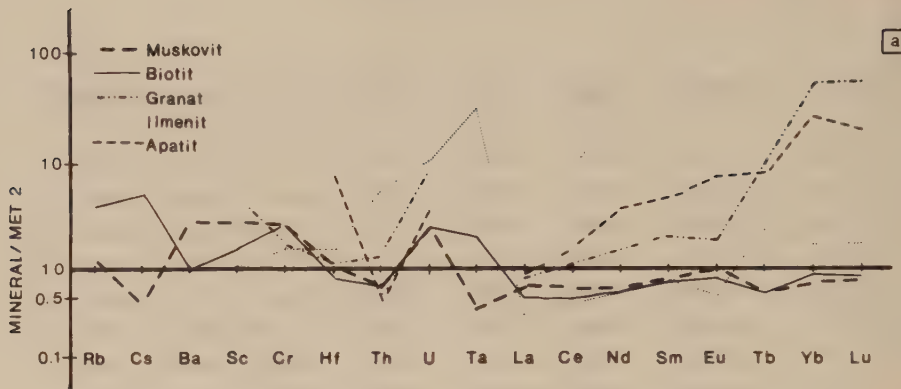


Abb.5: Gesamtgesteinsnormierte Spurenelementgehalte von Mineralen aus zwei verschiedenen metamorphen Gesteinen;

a) Minerale aus einem phyllitischen Glimmerschiefer (MET 2);

b) Minerale aus einem Gneis (MET 23);

(für Apatit aus MET 2 beträgt der normierte Sc- Wert 0.09)

Zum anderen wird deutlich welcher hohen Reinheitsgrad die abgetrennten Mineralphasen bei diesen äußerst unterschiedlichen Konzentrationen aufweisen müssen, um zuverlässige Werte zu erhalten.

So ergibt der Vergleich der extremsten Konzentrationsunterschiede $La_N = 1698$ für Monazit (= 96300 ppm) und $La_N = 0.04$ für Alkalifeldspat (= 2.20 ppm) der Probe MET 23 einen 44000-fachen Gehalt von La im Monazit gegenüber dem Alkalifeldspat. Dies bedeutet, daß bereits eine Verunreinigung eines Alkalifeldspatpräparates mit 0.01 Gew. % Monazit einen 4.4-fach erhöhten La-Wert bewirkt. Unter der Annahme, daß Alkalifeldspat kein Th einbaut, kann die Th-Konzentration von 0.18 ppm beispielsweise auf eine Monazitverunreinigung von 0.000006 Gew.% zurückgeführt werden.

Analoge Berechnungen sind für alle Minerale durchführbar und bestätigen die Reinheit der Präparate. Lediglich die Hf-Konzentrationen im Apatit aus MET 2 bzw. im Monazit aus MET 23 sind vermutlich auf eine Kontamination zurückzuführen und werden später diskutiert (siehe S.38 bzw. S.40).

Die Abbildung 5a für den phyllitischen Glimmerschiefer MET 2 zeigt, daß die Hauptkomponenten Biotit und Muskovit für die SEE Werte aufweisen, die knapp unter denen des Gesamtgesteins liegen. Auch Ilmenit zeigt Werte, die im Bereich des Gesamtgesteins liegen, wobei die SSEE ($Yb_N = 1.7$) gegenüber den LSEE ($La_N = 0.36$) angereichert sind. Für die Akzessorien Granat und Apatit ergeben sich für die SEE Verteilungsmuster, die knapp unter der Grundlinie beginnen ($La_N = 0.8$ für Granat, $La_N = 0.9$ für Apatit) und die deutlich überhalb dieser enden ($Yb_N = 47$ für Granat, $Yb_N = 24$ für Apatit). Berücksichtigt werden muß zudem, daß Quarz ebenfalls als Hauptkomponente enthalten ist, und daß dieses Mineral keine SEE einbaut.

Die Betrachtung der Gesamtkonzentration an SEE in MET 2 und die Verteilung dieser Elemente auf die einzelnen Phasen zeigt, daß bei den SSEE die Hauptkomponenten Biotit und Muskovit nur etwas niedrigere Konzentrationen an diesen Elementen aufweisen als das Gesamtgestein. Neben Ilmenit bauen insbesondere die Akzessorien Granat und Apatit verstärkt die SSEE ein.

Ähnlich verhält es sich bei den LSEE. Jedoch weisen hier

sämtliche analysierten Minerale La- Konzentrationen auf, die unterhalb der Gesamtgesteinskonzentration liegen. Die daraus resultierende Verarmung muß durch eine Phase kompensiert werden, welche ein starker Träger der LSEE ist. Diese Phase ist Orthit (Monazit konnte im Dünnschliff nicht nachgewiesen werden, wohl aber Orthit).

Für die Verteilung der Spurenelemente Rb, Cs, Ba, Sc, Hf, Th, U und Ta auf die analysierten Minerale aus MET 2 ergibt sich folgendes Bild:

Rb, Cs und Ba konnten lediglich in den Hauptphasen Muskovit und Biotit bestimmt werden. Da die Konzentrationen an diesen Elementen im Muskovit und Biotit teilweise deutlich höher als im Gesamtgestein sind (Biotit als Rb- und Cs- Träger, Muskovit als Ba- Träger), wird dadurch die Konzentrationserniedrigung durch die anderen Phasen, insbesondere Quarz, kompensiert.

Sc ist sowohl in Muskovit und Biotit als auch in den Nebengemengteilen Granat und Ilmenit in Konzentrationen enthalten, welche im allgemeinen den Gesamtgesteinswert übersteigen.

Für Hf und Th liegen die normierten Werte von Biotit und Muskovit nahe der Grundlinie. Die Konzentrationserniedrigung durch Quarz wird durch die Akzessorien ausgeglichen. Bevorzugter Th- Träger ist hierbei Ilmenit. Ob Apatit als Hf- Träger in Betracht kommt, ist zweifelhaft. Eine Kontamination durch Zirkon ist nicht auszuschließen (ein Gehalt von 34.4 ppm Hf im Apatit entspricht bei einer Konzentration von 1580 ppm Hf im Zirkon der Probe MET 23 etwa 2 Gew.% Zirkonkomponente).

Beim Uran weisen alle untersuchten Minerale gegenüber dem Gesamtgestein höhere Konzentrationen auf. (Biotit und Muskovit sind - neben Quarz - die Hauptkomponenten in MET 2. Sie enthalten 2-3 mal höhere Urankonzentrationen als das Gesamtgestein. Hinzu kommen noch die uranreichen Akzessorien. Diese Bilanz geht nicht auf und wird auf die Meßungenauigkeit beim Element Uran zurückgeführt).

Ilmenit stellt den wichtigsten Tantalträger dar. Während der Ta-Wert für Biotit knapp oberhalb der Grundlinie liegt und der für Muskovit etwas unterhalb dieser, konnte in den restlichen Mineralen kein Ta nachgewiesen werden.

Die Abbildung 5b für den Gneis MET 23 zeigt, daß die Gerüstsilikate Plagioklas und besonders Alkalifeldspat deutlich niedrigere normierte Werte für die SEE (mit Ausnahme des Europiums) aufweisen als die Schichtsilikate Muskovit und Biotit in MET 2. Während z. B. Muskovit für die SEE Werte hat, die nahe am Gesamtgestein liegen ($La_N = 0.7$, $Yb_N = 0.8$), weist Alkalifeldspat, der durch die Reaktion $Mus + Qz \rightarrow Akf + Sill + H_2O$ metamorph neu gebildet wurde, normierte Konzentrationen auf, die deutlich unterhalb der Gesamtgesteinskonzentration liegen ($La_N = 0.04$, $Yb_N = 0.01$). Eine Ausnahme stellt Europium dar ($Eu_N = 0.9$ für Muskovit, $Eu_N = 1.8$ für Alkalifeldspat). Auch Biotit in der höher metamorphen Probe MET 23 zeichnet sich gegenüber dem Biotit aus dem niedriger metamorphen Äquivalent MET 2 durch deutlich geringere normierte Werte für die SEE aus (Biotit MET 2: $La_N = 0.53$, $Yb_N = 0.93$; Biotit MET 23: $La_N = 0.08$, $Yb_N = 0.05$). Die Ilmenite in den Proben MET 2 und MET 23 dagegen weisen ähnliche normierte SEE- Werte auf (Ilmenit MET 2: $La_N = 0.36$, $Yb_N = 1.7$; Ilmenit MET 23: $La_N = 0.26$, $Yb_N = 1.8$). Ähnlich verhält es sich mit den SEE- Gehalten der Granate (Granat MET 2: $La_N = 0.8$, $Yb_N = 47$; Granat MET 23: $La_N = 0.3$, $Yb_N = 29$). Zirkon ist ebenso wie die beiden zuvor beschriebenen Akzessorien Granat und Ilmenit ein bevorzugter Träger der SSEE ($La_N = 0.55$, $Yb_N = 21$). Demgegenüber zeichnet sich Monazit als ein Mineral aus, welches in hohem Maße SEE und insbesondere LSEE einbaut ($La_N = 1698$, $Yb_N = 72$).

Der Vergleich der beiden Diagramme läßt einen weiteren wesentlichen Unterschied erkennen:

Die gesteinsnormierten Verteilungsmuster der Minerale aus MET 2 zeigen für Apatit keine Eu-Anomalie, für Muskovit und Biotit eine sehr geringe positive und für Granat und Ilmenit eine etwas deutlichere negativ ausgebildete Eu-Anomalie. Ganz anders verhält es sich bei den Verteilungsmustern der Minerale aus MET 23. Hier zeigen Alkalifeldspat und Plagioklas starke positive Eu-Anomalien und sämtliche Akzessorien weisen deutliche negative Anomalien auf (im Granat aus MET 23 konnte Eu nicht einmal nachgewiesen werden). Lediglich Biotit zeichnet sich durch ein kontinuierliches Muster ohne Anomalie aus.

Zusammenfassend ergibt sich für die Verteilung der SEE folgendes Bild:

Bei MET 2 weisen die Hauptgemengteile Muskovit und Biotit Konzentrationen an SEE auf, die nur etwas niedriger als im Gesamtgestein liegen, und demgemäß lediglich der Verdünnungseffekt von Quarz durch akzessorische SEE-Träger (Orthit als bevorzugter LSEE- Träger, sowie Granat und Zirkon als bevorzugte SSEE- Träger) ausgeglichen werden muß. Demgegenüber besitzen die Hauptkomponenten von MET 23 Gehalte, die entweder deutlich niedriger sind als im Gesamtgestein (Alkalifeldspat und Plagioklas (mit Ausnahme von Eu), sowie Biotit) , oder die Hauptkomponenten (Quarz, Sillimanit, Cordierit) sind hinsichtlich der SEE nicht in Betracht zu ziehen. Der SEE- Anteil, der in den Akzessorien gebunden ist, muß demzufolge in der höhermetamorphen Probe MET 23 wesentlich größer sein als in der niedrigermetamorphen Probe MET 2. Bei den LSEE ist dieser nahezu vollständig im Monazit enthalten, während bei den SSEE sich der Anteil auf die Phasen Monazit, Granat und Zirkon verteilt.

Am Ende dieser Beschreibung der Abbildungen 5a und b fehlt noch ein Kommentar zur **Verteilung der Spurenelemente Rb, Cs, Ba, Sc, Hf, Th, U und Ta auf die Minerale von MET 23:**

Ähnlich wie bei den SEE (mit Ausnahme von Eu) zeigen Alkalifeldspat und Plagioklas wenig Neigung diese Elemente aufzunehmen. Mit Ausnahme von Rb ($Rb_N = 2.0$ für Alkalifeldspat) und Ba ($Ba_N = 3.4$ für Alkalifeldspat und $Ba_N = 1.6$ für Plagioklas; womit die Feldspäte als Ba- Träger im Gestein betrachtet werden können) weisen sie bei Cs, Sc, Hf und Th Konzentrationen auf, welche im allgemeinen sehr deutlich unterhalb der Gesamtgesteinskonzentration liegen. U und Ta konnten nicht nachgewiesen werden.

Analog zu den SEE ist auch bei den übrigen Spurenelementen ein Großteil an akzessorische Phasen gebunden. Hierbei besonders hervorzuheben sind Monazit als Th- und U- Träger ($Th_N = 1866$, $U_N = 1040$), Zirkon als Hf- Träger ($Hf_N = 272$) und Ilmenit als Ta- Träger ($Ta_N = 41$). (Der Hf- Wert für Monazit (55.7 ppm) ist unsicher. Eine Kontamination durch Zirkon (3.5 Gew.% bei 1580 ppm Hf im Zirkon aus MET 23) kann nicht ausgeschlossen werden).

4.4.5. VERGLEICH DER ELEMENTKONZENTRATIONEN IN BIOTIT, GRANAT UND ILMENIT AUS DEN PROBEN MET 2 UND MET 23

Die beiden letzten Abbildungen, in denen die gesteinsnormierten Elementkonzentrationen der Minerale dargestellt sind, ermöglichen einen Überblick, wie die Elemente auf die analysierten Phasen des jeweiligen Gesteins verteilt sind.

Da aufgrund der unterschiedlichen Spurenelementkonzentrationen in MET 2 und MET 23 (siehe nächste Tab.9, bzw. chemische Analysen S.130 ff) jedoch keine einheitlichen Normierungsgrundlagen vorliegen, ist ein direkter Vergleich der Elementkonzentrationen gleicher Minerale (Biotit, Granat, Ilmenit) aus den unterschiedlich metamorphen Gesteinen MET 2 und MET 23 anhand Abbildung 5 nicht möglich.

Diesen Vergleich der Konzentrationen gestattet die Tabelle 9 auf der folgenden Seite.

Wie dieser zu entnehmen ist, variieren die auf MET 2 normierten Werte für MET 23 (und damit natürlich auch die absoluten Gehalte) bei zahlreichen analysierten Spurenelementen sowohl im Gesamtgestein, wie auch in den Mineralen.

Für das Gesamtgestein MET 23 ergibt sich ein Bereich der normierten Werte, der von 0.31 (Ba) bis 2.30 (La) reicht.

Diese Schwankungsbreite ist bei den Mineralen stärker ausgebildet. Während einige Elemente (U, Ce, Nd, Eu) - im Gegensatz zu den Mineralen aus MET 2 - zum Teil nicht nachgewiesen werden konnten, bzw. deutlich niedrigere Werte aufweisen (Th, Eu), ergeben sich für andere deutliche Anreicherungen (bes. Sc).

Die nähere Betrachtung der einzelnen Spurenelemente ergibt folgenden Sachverhalt :

SEE : bei erhöhten SEE- Konzentrationen im Gesamtgestein weist Biotit niedrigere Werte an diesen Elementen auf ($La_N = 0.43$, $Yb_N = 0.54$). Die SEE- Konzentrationen des Granates aus MET 23 sind mit dem aus MET 2 vergleichbar ($La_N = 0.90$, $Yb_N = 1.04$).

Beim Ilmenit hingegen sind diese erhöht ($La_N = 1.69$, $Yb_N = 1.76$). Die Ausnahme bildet Eu. Hier liegen alle Werte unter denen der Minerale von MET 2. Besonders deutlich ist dies beim Granat.

Element	<u>MET 23</u>	<u>Bio</u>	<u>Gt</u>	<u>Il</u>
Rb	1.08	0.84	----	----
Cs	0.36	0.29	----	----
Ba	0.31	0.21	----	----
Sc	0.94	2.77	4.48	6.36
Hf	1.23	0.50	1.43	1.83
Th	1.62	0.22	0.40	0.19
U	1.11	<1	<1	1.20
Ta	1.40	1.36	----	2.01
La	2.30	0.43	0.90	1.69
Ce	1.92	<1	----	>1
Nd	1.58	<1	----	>1
Sm	1.80	0.21	0.38	1.96
Eu	1.72	0.22	<1	0.89
Tb	1.43	0.45	1.05	2.38
Yb	1.71	0.54	1.04	1.76
Lu	1.75	0.66	1.22	1.81

Tab.9: Normierte Elementgehalte der Gneisprobe MET 23, sowie deren Minerale Biotit (Bio), Granat (Gt) und Ilmenit (Il). Normierungsgrundlage ist der phyllitische Glimmerschiefer MET 2, bzw. die Minerale Biotit, Granat und Ilmenit dieser Probe.

Die Angabe >1.00 bedeutet Anreicherung, <1.00 Verarmung in MET 23 und dessen Mineralen gegenüber den entsprechenden niedriger metamorphen Äquivalenten.

Die Angabe >1 bedeutet, daß - im Gegensatz zu den Mineralen aus MET 2 - die Elemente in den Mineralen aus MET 23 analysiert werden konnten. Bei Angaben <1 verhält es sich gerade umgekehrt.

---- : Element sowohl im Mineral aus MET 2, wie auch aus MET 23 nicht nachgewiesen;

Th und U : bei höheren Th- und konstanten U- Konzentrationen im Gesamtgestein weisen - mit Ausnahme von Ilmenit ($U_N = 1.20$) - die Minerale in MET 23 deutlich geringere Werte auf, als ihre niedriger metamorphen Äquivalente.

Sc : dies Element hingegen ist bei vergleichbaren Gesamtgesteinskonzentrationen in den Mineralen von MET 23 deutlich angereichert.

Hf und Ta : die höheren Werte dieser Elemente im Gesamtgestein spiegeln sich im allgemeinen auch in höheren Werten in den Mineralen wider.

Rb, Cs und Ba : diese Elemente konnten sowohl in MET 2 wie auch in MET 23 nur im Biotit nachgewiesen werden. Auch hier sind die Gesamtgesteinswerte mit den Mineralwerten vergleichbar.

4.4.6. ANREICHERUNG VON SCHWEREN SELTENEN ERDELEMENTEN IN EINIGEN GNEISPROBEN

In der chondritnormierten Darstellung der Mittelwerte der SEE-Gehalte bei der Gruppe der Gneise (S.29) sind jene vier Proben nicht berücksichtigt, die sich durch eine starke Anreicherung der SSEE gegenüber allen anderen Metamorphiten auszeichnen. Es handelt sich hierbei um die Proben MET 24, 30, 31 und 32. Die drei letztgenannten Proben entstammen zwei Lokalitäten südlich des Pfahls, wo die Gneise als linsenförmige Körper von einigen 100m Länge vorliegen (mit Perlgneis als umgebendem Gestein).

In der nachfolgenden Tabelle 10 ist die prozentuale Abweichung der Mittelwerte der Elementkonzentrationen dieser vier Gneise gegenüber denen der übrigen 13 Gneisproben angegeben.

Es ergeben sich neben einer Anreicherung für die SSEE (+102% für Lu, +84% für Yb) deutliche Zunahmen auch für Mn (+150%) und Sc (+61%). Bei den übrigen Spurenelementen liegen die Abweichungen zwischen -23% (Uran) und +22% (Thorium) . Bei den Hauptelementen weisen Ca und Na die größten Konzentrationsunterschiede auf (-39 bzw. - 28%). Die Elemente Si, Ti und Al hingegen, deren Konzen-

Element	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
Abweichung	-3%	+6%	+2%	+19%	+150%	+8%	-39%	-28%	0%	0%

Element	Sc	Rb	Sr	Zr	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U
Abweichung	+61%	-15%	-15%	-3%	-14%	+9%	+19%	+7%	+22%	-23%

Element	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Abweichung	+10%	+15%	+16%	+11%	+17%	+4%	+84%	+102%

Tab.10: Abweichung der Elementkonzentrationen in den Gneisproben mit deutlicher SSEE- Anreicherung gegenüber denen mit "normalen" SSEE- Konzentrationen.

Nähere Erläuterungen siehe Text.

trationen ein Maß für das Sand/ Ton- Verhältnis in den Proben darstellen, sind in den beiden Gruppen in etwa gleicher Konzentration enthalten (Si -3%, Al +2%, Ti +6%). (Interpretation dieses Elementverhaltens siehe S.49).

4.4.7. ABHÄNGIGKEIT DER SEE- KONZENTRATIONEN VOM SiO_2 - GEHALT DER GESTEINE

Die folgenden Abbildungen 6a und b beenden die Darstellung der Ergebnisse des Kapitels "Metamorphite". Hier sind La (als Vertreter der LSEE) bzw. Yb (als Vertreter der SSEE) gegen SiO_2 für sämtliche Proben abgetragen. Der SiO_2 - Gehalt kann als ein Maß für den Psammitanteil in den Proben angesehen werden. Somit ist durch diese Darstellung die Möglichkeit gegeben, zu zeigen, wie sich die SEE- Gehalte in Abhängigkeit vom SiO_2 - Wert (und damit dem Sand/Ton- Verhältnis) verhalten.

Abbildung 6a (La gegen SiO_2) :

Für die phyllitischen Glimmerschiefer ergibt sich eine schwache positive Korrelation zwischen diesen Elementen (Korrelationskoeffizient $r = + 0.50$; signifikanter Wert mit 95%- iger Sicherheit: $r = 0.75$).

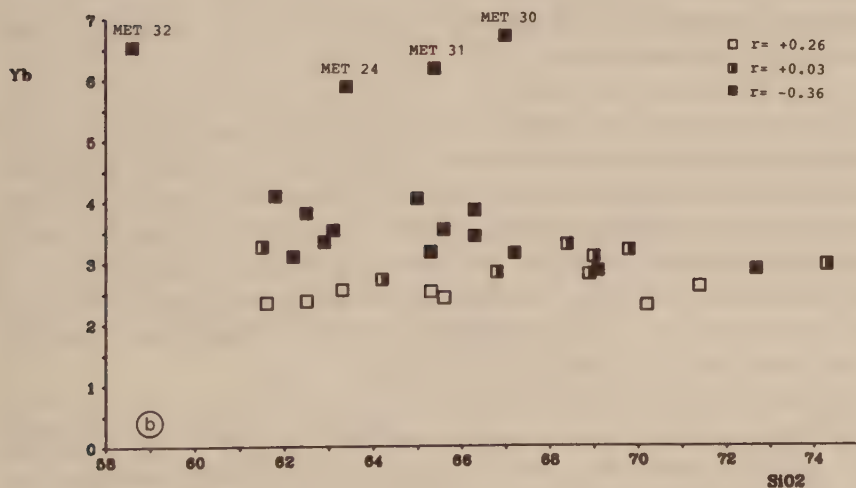
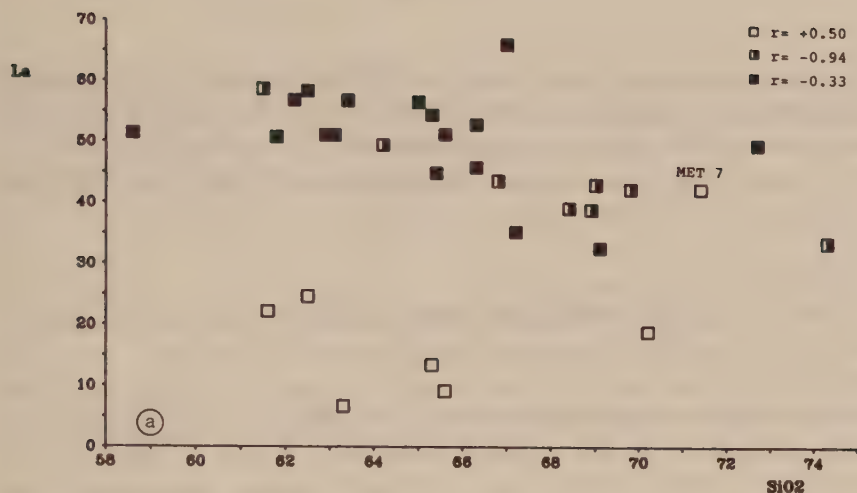


Abb.6: Abhängigkeit der SEE- Gehalte von den SiO₂- Konzentrationen in den Metamorphiten;

a) La- SiO₂- Variationsdiagramm

b) Yb- SiO₂- Variationsdiagramm

r = Korrelationskoeffizient

□ phyllitische Glimmerschiefer

◐ Glimmerschiefer

■ Gneise

Angaben der SiO₂- Werte in Gew.%, La- und Yb- Werte in ppm;

Die Glimmerschiefer zeigen eine deutliche Zunahme der La- Konzentrationen mit abnehmendem SiO_2 - Wert (d.h. geringerer sandiger Komponente) ($r = -0.94$; signifikanter Wert: $r = 0.71$).

Eine wesentlich unschärfere negative Korrelation liegt bei den Gneisen vor ($r = -0.33$; signifikanter Wert: $r = 0.48$).

Abbildung 6b (Yb gegen SiO_2) :

Die phyllitischen Glimmerschiefer zeigen nahezu konstante Yb-Konzentrationen bei variablen SiO_2 - Werten ($r = +0.26$).

Auch die Glimmerschiefer und Gneise zeigen keine oder nur sehr geringe Korrelationen zwischen diesen Elementen ($r = +0.03$ für die Glimmerschiefer, $r = -0.36$ für die Gneise).

Die darstellenden Punkte der vier SSEE- reichen Gneisproben MET 24, 30, 31 und 32 heben sich deutlich von allen anderen Proben ab.

Nach der Beschreibung dieser beiden Abbildungen sind folgende zwei Punkte festzuhalten:

1. Das Ergebnis des t- Testes wird durch die graphische Darstellung der Elementkonzentrationen von La bzw. Yb gegen SiO_2 bestätigt. Es ergeben sich signifikant höhere Werte für La in den Glimmerschiefern und Gneisen gegenüber den phyllitischen Glimmerschiefern (Ausnahme MET 7), (t- Test Ergebnis für La= 7.09). Die Abweichung für Yb in den Glimmerschiefern und Gneisen fällt - mit Ausnahme der vier bekannten Fälle - deutlich weniger signifikant aus (t- Test Ergebnis für Yb= 3.22).

2. Die SiO_2 - Werte aller Proben nehmen einen Bereich zwischen 58.6 und 74.3 Gew.% ein. Der zu erwartende Verdünnungseffekt der SEE- Konzentrationen durch eine höhere psammitische Komponente in SiO_2 - reicheren Gesteinen kommt jedoch kaum zum Tragen. Lediglich bei den Glimmerschiefern besteht eine deutlich negative Korrelation zwischen den La- und SiO_2 - Konzentrationen. Ansonsten lassen die untersuchten Metamorphite keine oder nur schwache Korrelationen zwischen sowohl La als auch Yb und SiO_2 erkennen. Der auf Seite 30 aufgezeigte Verdünnungseffekt durch den höheren Psammitanteil in der Probe MET 8 gegenüber MET 9 muß somit als eine der wenigen Ausnahmen vom sonst üblichen SEE- Verhalten in dieser

metamorphen Abfolge betrachtet werden.

Dieses vom SiO_2 - Gehalt zahlreicher Proben weitgehend unabhängige Verhalten der SEE- Konzentrationen gilt es ebenfalls in der nun folgenden Interpretation zu klären.

4.5. INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

4.5.1. DISKUSSION DES GEOCHEMISCHEN VERHALTENS DER ANALYSIERTEN ELEMENTE IN DEN GESAMTGESTEINEN

Als ein wesentliches Ergebnis dieser Untersuchung an den prograden Metamorphiten ist festzuhalten, daß die Elementkonzentrationen der verschiedenen metamorphen Gesteinsgruppen im wesentlichen nicht signifikant voneinander abweichen. Deutlich signifikant unterschiedliche Werte ergeben sich lediglich für die SEE (besonders LSEE) und Th, daneben auch für Cs und Bor. In den Glimmerschiefern und besonders den Gneisen sind die erstgenannten Elemente in höheren Konzentrationen enthalten als in den phyllitischen Glimmerschiefern. Die beiden niedriger metamorphen Gesteinsgruppen weisen vergleichbar höhere Cs- Konzentrationen auf als die Gneise. Die Borkonzentrationen in den Gesteinen nehmen mit zunehmenden Metamorphosegrad ab.

Grundsätzlich sind bei der Deutung dieses Elementverhaltens folgende Möglichkeiten denkbar:

1. Die unterschiedlichen Gehalte an SEE, Th, Cs und Bor sind ausschließlich sedimentär bedingt und stehen in keinem Zusammenhang mit der metamorphen Entwicklung dieser Gesteine.
2. Analog zum Verhalten der übrigen Elemente lagen im sedimentären Ausgangsmaterial für alle Proben auch bei den SEE, Th, Cs und Bor keine signifikanten Unterschiede vor. Die jetzt vorliegenden Konzentrationsunterschiede sind folglich einem sekundären Ereignis zuzuordnen.

Einfluß von Zirkon und Granat auf die SSEE- Gehalte der untersuchten Proben:

Die Mittelwerte der einzelnen Gruppen weisen keine signifikanten Unterschiede der Si-, Al- und Ti- Gehalte auf, und es kann folglich angenommen werden, daß die Zusammensetzung der Sedimente hinsichtlich dem modalen Anteil ihrer Hauptkomponenten relativ homogen gewesen sein muß. Selbst eine gewisse Variation im modalen Anteil der einzelnen Hauptkomponenten kann sich bei den zu erwartenden niedrigen Konzentrationen an SEE und Th nicht wesentlich auf deren Gehalte ausgewirkt haben.

Demhingegen weisen Minerale wie z.B. Zirkon, Granat, Orthit und Monazit extrem hohe Konzentrationen an SEE auf (siehe Tab.8a,b S.34,35). Da diese Minerale am Modalbestand nur in sehr geringem Maße beteiligt sind, hat ihr Anteil auf den Hauptchemismus kaum einen Einfluß. Akzessorische SEE- Träger bauen gewöhnlich auch andere Spurenelemente ein (z.B. Th in Monazit und Orthit, Hf in Zirkon). Folglich ist zu erwarten, daß die Konzentrationen derjenigen Spurenelemente, welche neben dem SEE in diesen Akzessorien enthalten sind, in jenen Proben ebenfalls erhöht sind.

Es ist nun zu diskutieren, welchen Einfluß akzessorische SEE Minerale auf die SEE- Gehalte der Proben bewirken, und die Frage zu klären, ob diese Phasen sedimentären Ursprungs sind oder metamorphe Neubildungen darstellen.

Die phyllitischen Glimmerschiefer zeigen trotz unterschiedlicher Anteile an psammitischer Komponente (SiO_2 61.6-71.4 Gew.%) nahezu konstante Gehalte an SSEE. Gleichzeitig weisen die Proben mit höherem Psammitanteil höhere Zr- und Hf- Konzentrationen auf. Es ergibt sich eine deutliche positive Korrelation zwischen SiO_2 und Zr bzw. Hf ($r = +0.83$ für SiO_2 - Zr, bzw. $r = +0.84$ für SiO_2 - Hf). Dieses Verhalten wird so interpretiert, daß im sedimentären Ausgangsmaterial der phyllitischen Glimmerschiefer in deren psammitischer Komponente höhere Zirkongehalte vorlagen als in der pelitischen.

In den Glimmerschiefern und besonders den Gneisen hingegen ist diese hohe Korrelation nicht gegeben ($r = +0.51$ für SiO_2 -Zr in den Glimmerschiefern, $r = +0.34$ für SiO_2 -Zr in den Gneisen).

Für die Glimmerschiefer und die Gneise sind aufgrund der niedrigen SiO_2 -Zr-Korrelationskoeffizienten höhere Zirkongehalte in der psammitischen Komponente des Sediments auszuschließen. Höhere Anteile an sandiger Komponente im sedimentären Ausgangsmaterial der untersuchten metamorphen Abfolge haben somit nicht zwangsläufig eine Erniedrigung der SEE-Konzentrationen im Gestein zur Folge. Vergleichsweise höhere Anteile von Zirkon im sandigen Material in Teilen dieser Abfolge wirken dem Verdünnungseffekt durch Quarz bei den SSEE entgegen.

Bemerkenswert bei den Gneisen sind jene vier Proben mit deutlich erhöhten Gehalten an SSEE. Da sich diese bezüglich ihrer Zr- und Hf-Werte nicht von den übrigen Gneisen unterscheiden, scheidet Zirkon als verantwortlicher SSEE-Träger hier aus. Jedoch deuten erhöhte Sc-Werte (im Mittel + 61 %) auf einen stärkeren Granatanteil hin. Dieses Mineral stellt in den Gneisen den wichtigsten Sc-Träger dar (siehe Tab.8b S.35). Deutlich größere Mn-Werte in einigen dieser Proben weisen möglicherweise auf eine Spessartin-Komponente im Granat hin.

Der Vergleich der Mittelwerte der 13 Gneisproben mit denen der vier SSEE angereicherten Gneise ergibt für Yb eine Differenz von 2.9 ppm, für Lu eine Differenz von 0.46 ppm und für Sc eine Abweichung von 10.1 ppm. Legt man die Granatanalyse von MET 23 zugrunde, so bedeutet dies für das Element Yb, daß ein Anteil von 2.5 Gew.% Granat (Yb-Wert für Granat = 117 ppm) diese Anreicherung von 2.9 ppm bewirkt. Analoge Berechnungen für Lu und Sc ergeben einen Granatanteil von 2.1 bzw 2.9 Gew.%.

Anhand dieser Ergebnisse werden die deutlich erhöhten Gehalte an SSEE in den vier Gneisproben als Folge einer primären sedimentären Granatanreicherung betrachtet. Diese Anreicherung ist unabhängig vom Anteil der Psammitkomponente im Sediment (siehe Abb.6b S.45). Da es während der Metamorphose bei durchgehend stabilen Mineralen zu einer Änderung von Elementgehalten in diesen kommen kann (siehe S.41 ff), ist allerdings zu vermuten, daß im sedimentären Granat andere Konzentrationswerte

gegenüber dem hochmetamorphen Äquivalent vorlagen.

Für die höheren Gehalte an SSEE in den mehr pelitisch betonten Glimmerschiefern und Gneisen, gibt es anhand der Spurenelementgeochemie keinen Hinweis auf einen primär höheren Anteil einer akzessorischen SSEE- reichen Phase.

Einfluß von Monazit und Orthit auf die LSEE- Gehalte der untersuchten Proben:

Die Glimmerschiefer und Gneise weisen deutlich höhere Konzentrationen an LSEE auf als die phyllitischen Glimmerschiefer (mit Ausnahme von MET 7). Die Glimmerschiefer zeigen eine hohe negative Korrelation zwischen den SiO_2 - und La- Werten. Dies belegt, daß hier der konzentrationserniedrigende Einfluß von Quarz nicht durch gleichzeitig höhere Gehalte an LSEE- reichen Mineralen ausgeglichen wird. Bei den Gneisen hingegen liegt diese strenge negative Korrelation nicht vor, d.h. hier wird dem Verdünnungseffekt durch Quarz durch akzessorische LSEE- reiche Phasen teilweise entgegengewirkt. Hauptträger der Gehalte an LSEE und Th ist das Mineral Monazit, welches stets in den Glimmerschiefern und Gneisen auftritt, nicht aber in den niedriger metamorphen phyllitischen Glimmerschiefern (lediglich in der deutlich mit LSEE angereicherten Probe MET 7 konnte Monazit nachgewiesen werden).

Es liegt nun nahe anzunehmen, daß - analog wie in den vier Gneisproben und den phyllitischen Glimmerschiefern, wo die SSEE-Anreicherung auf höhere Gehalte an Granat und Zirkon im Sediment zurückgeführt wird - hier eine primäre Anreicherung einer LSEE- reichen Phase vorliegt. Ein höherer Anteil von Monazit im sedimentären Ausgangsmaterial der Glimmerschiefer und Gneise würde so die signifikanten Unterschiede der LSEE- und Th- Konzentrationen erklären. Diese naheliegende Begründung erscheint jedoch aus folgenden Gründen zweifelhaft:

1. Bereits BLÜMEL (1970) beschreibt, daß das Mineral Monazit in diesem Untersuchungsgebiet eine metamorphe Neubildung darstellt.

2. OVERSTREET (1967) berichtet in seiner umfassenden Arbeit über das geologische Vorkommen von Monazit: "Authigener Monazit in der Vielzahl von sedimentären Gesteinen kommt von Elementen aus anderen Mineralen und Gelen oder Ausscheidungen in pelitischen Gesteinen. Originaler detritischer Monazit kann nur einen kleinen Elementbeitrag in metamorph gebildeten Monazit leisten."

Die Betrachtung der Abbildung 5 auf Seite 36 festigt in anschaulicher Weise die Annahme, daß es sich beim Monazit - zumindest zum überwiegenden Teil - um eine Neubildung handelt. Der in den niedriger metamorphen Gesteinen stabile Muskovit hat normierte Konzentrationen für alle SEE (auch Eu) die nahe bei 1 liegen. Mit steigender Metamorphose wird diese Phase instabil und es bildet sich Alkalifeldspat. Dieser kann jedoch weit geringere Mengen an SEE (mit Ausnahme von Eu) und auch Th einbauen als Muskovit. Die normierten Alkalifeldspatkonzentrationen liegen sehr deutlich unterhalb der Grundlinie (außer beim Eu). Auch andere Minerale, die im Lauf der Metamorphose gebildet werden, wie Cordierit und Andalusit bzw. Sillimanit, bauen keine SEE ein. Die so freigesetzten Elemente werden in eine Phase (= Monazit) eingebaut, welche unter den gegebenen P-T- Bedingungen stabil ist und in deren Gitterstruktur diese Elemente eingebaut werden können.

Eu^{2+} hingegen wird von den Feldspäten bevorzugt aufgenommen. Dieses Verhalten kommt in der Tabelle 9 (S.42) dadurch zum Ausdruck, daß Granat und Ilmenit, die aus beiden Proben abgetrennt wurden, sich sehr deutlich in ihrer negativen Eu- Anomalie unterscheiden, während die anderen normierten SEE- Werte vergleichbar sind. Auch Monazit weist diese negative Anomalie auf (näheres zum geochemischen Verhalten von Eu siehe S.59).

Eu^{2+} substituiert im Feldspatgitter die Kationen Ca^{2+} , Sr^{2+} und Na^+ (HENDERSON, 1984). Da Eu als einziges der SEE- Elemente bei niedrigen Sauerstoffugazitäten als zweiwertiges Kation auftritt, wird dies als ein Hinweis auf niedrige $f\text{O}_2$ bei den Mineralreaktionen während der prograden Metamorphose gewertet.

In diese Betrachtungen miteinzubeziehen ist das Auftreten des Minerals Orthit. Die Tatsache, daß Orthit im Dünnschliff nur in

den phyllitischen Glimmerschiefern, und Monazit nur in den höher metamorphen Gesteinen (mit Ausnahme von MET 7) nachgewiesen werden konnte (ein Befund, der in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von BLÜMEL, 1970 steht), kann durchaus so interpretiert werden, daß auch Orthit - wie eine Reihe anderer Phasen - im Lauf der Metamorphose instabil wird und seine LSEE- und Th-Gehalte in Monazit eingebaut werden.

An dieser Stelle kann gefolgert werden, daß ein primär höherer Orthitanteil in den nun als Glimmerschiefer und Gneis vorliegenden ehemaligen Sedimenten für die höheren Konzentrationen an diesen Elementen mitverantwortlich ist. Diese Annahme ist durchaus vernünftig, da Orthit SEE (dabei bevorzugt LSEE), sowie Th einbauen kann. Ein größerer Orthitanteil würde somit die höheren Konzentrationen an LSEE und Th erklären, während dies jedoch auf die SSEE-Gehalte einen geringeren Einfluß hat. So ergibt auch der t-Test deutlich signifikante Werte für die LSEE und Th, während die t-Werte für die SSEE weniger signifikant sind.

Sicherlich mag auch detritischer Monazit einen Beitrag zu höheren LSEE- und Th-Gehalten in den Glimmerschiefern und Gneisen leisten, doch stellt gewiß der überwiegende Anteil dieses Minerals eine metamorphe Neubildung dar.

LSEE- Konzentrationsschwankungen in den phyllitischen Glimmerschiefern:

Ein anschauliches Beispiel wie stark ein wechselnder Anteil von SEE-haltigen Akzessorien die Gesamtkonzentration an diesen Elementen in einem Gestein beeinflußt, stellen die phyllitischen Glimmerschiefer dar.

In Abbildung 7 sind die chondritnormierten SEE- Verteilungsmuster dieser Gesteine dargestellt. Die Abbildung zeigt Verteilungskurven, welche sich durch sehr unterschiedliche normierte La-Werte (La_N von 20 bis 129; dies entspricht 6.7 bzw. 42.6 ppm La) bei konstanten normierten Yb-Werten auszeichnen ($Yb_N = 12$; entsprechend 2.56 bzw. 2.62 ppm).

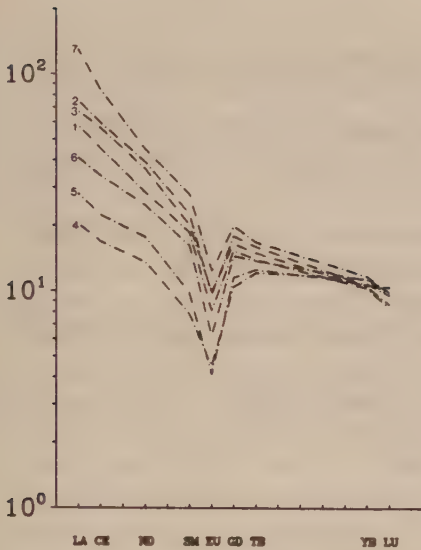


Abb.7: Chondritnormierte SEE-Verteilungsmuster der phyllit. Glimmerschiefer MET 1-7;

Dieser Befund wird folgendermaßen interpretiert:

1. LSEE: Ein wechselnder Anteil von Orthit bewirkt in den Proben MET 1 - 6 deutlich verschiedene LSEE- Konzentrationen. Zusätzlich konnte in MET 7, der Probe mit der stärksten LSEE- Anreicherung, noch Monazit nachgewiesen werden.

Hierbei ist allerdings anzumerken, daß bei dieser Variation der modalen Gehalte von Orthit und Monazit die Th- Werte nahezu konstant sind (Th von 8.1 - 10.8 ppm). Dies bedeutet, daß in den niedriger metamorphen Gesteinen die LSEE- Träger Orthit und Monazit nicht zugleich auch die Th- Träger sind (im Gegensatz zu den hochmetamorphen Äquivalenten, wo Monazit mit 29300 ppm und $Th_N = 1866$ als der Th- Träger zu betrachten ist). Im Gegensatz zu den Gneisen ist die Notwendigkeit, daß Orthit in MET 2 als das Th- Mineral zu betrachten ist, wegen der vorliegenden Th- Verteilung auf die übrigen analysierten Phasen dieser Probe aber auch nicht gegeben.

2. SSEE: Der Einfluß eines höheren Zirkonanteils in den SiO_2 -reicheren Gesteinen wurde bereits erörtert. Einen zusätzlichen Einfluß auf die SSEE- Werte übt natürlich auch die Orthit-bzw. Monazitkomponente aus. Insgesamt ergeben sich durch diese drei genannten Phasen zusätzliche SSEE- Gehalte, welche die Konzentrationserniedrigung in Qz- reicheren Proben gerade kompensieren.

Einfluß der Verwitterung auf die Elementkonzentrationen:

Wie bereits auf Seite 21 erwähnt, befinden sich alle Proben - mit Ausnahme einiger phyllitischer Glimmerschiefer - in einem sehr frischen Zustand.

Es ist bekannt, daß sich die SEE gegenüber Verwitterungseinflüssen immobil verhalten, doch wird diese Erkenntnis hier durch eine zusätzliche Untersuchung abgesichert. Hierzu wurde eine Probe (MET 11), bei welcher frische von angewitterten Partien deutlich unterschieden werden konnten, durch die Aufbereitung in diese beiden Teile getrennt und analysiert (MET 11A = frischer Bereich, MET 11B = angewitterter Bereich).

Element	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
Abweichung	-4%	+8%	+7%	-10%	+84%	0%	+8%	-29%	-4%	+23%	---

Element	Sc	Rb	Sr	Zr	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U
Abweichung	+1%	-2%	-23%	+4%	-5%	+20%	+2%	+10%	+7%	+13%

Element	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Abweichung	-2%	-2%	+9%	-4%	-4%	+2%	-9%	-6%

Tab.11: Abweichung der Elementkonzentrationen in der Probe MET 11B (angewitterter Bereich) gegenüber MET 11A (frischer Bereich); --- Phosphor in MET 11A und B unter der Nachweisgrenze; nähere Erläuterungen siehe Text.

Die Analysen zeigen im allgemeinen nur geringfügige Abweichungen (siehe Tab.11). Speziell für die SEE ergeben sich hierbei nahezu identische Werte. Die geringen Abweichungen bei der Vielzahl der Elemente sind der Meßungenauigkeit der Analysenmethoden zuzuschreiben.

Die Elemente Th und Cs, welche in den Gesteinsgruppen ebenfalls in signifikant unterschiedlichen Konzentrationen vorliegen, weisen ebenfalls vergleichbare Werte auf (Abweichung: Th 7%, Cs 5%).

Es ist anzumerken, daß die phyllitischen Glimmerschiefer - nach megaskopischen und mikroskopischen Befunden begutachtet - deutlich schwächere Verwitterungseinflüsse als MET 11B aufweisen. Somit können diese als Verursacher der vorliegenden Konzentrationsunterschiede zwischen den einzelnen Gruppen ausgeschlossen werden.

Zusammenfassung der Ergebnisse aus Kapitel 4.5.1.:

Die im Arbeitsgebiet vergleichsweise räumlich eng begrenzten phyllitischen Glimmerschiefer weisen aufgrund schwankender Orthit- und Monazitgehalte, sehr deutliche LSEE- Konzentrationsunterschiede auf. Demgegenüber zeigen die im Gelände häufiger verbreiteten Glimmerschiefer zum einen zwar erhöhte LSEE- und weniger deutlich erhöhte SSEE- Werte, andererseits ist hier aber erkennbar, daß die Gehalte an LSEE im wesentlichen durch variierende Psammitgehalte (deutliche Korrelation der SiO_2 - und La- Werte; $r = -0.94$) und nicht durch wechselnde Anteile an LSEE-reichen Mineralen bedingt sind. Diese durch die unterschiedlichen Psammitgehalte hervorgerufene Variation bei den Glimmerschiefern fällt geringer aus (Standardabweichung für La = 17 %) als die durch wechselnde Orthit- bzw. Monazitgehalte bedingte in den phyllitischen Glimmerschiefern (Standardabweichung für La = 61%). Demhingegen sind die geringen Schwankungen an SSEE in den Glimmerschiefern wegen des Fehlens jeglicher Korrelation mit SiO_2 ($r = +0.03$) ausschließlich auf wechselnde sedimentäre Anteile SSEE- haltiger Minerale zurückzuführen. Die niedrige Standardabweichung für Yb in den Glimmerschiefern (7%) ist mit der für Yb in den phyllitischen Glimmerschiefern vergleichbar (5%). Dies bedeutet, daß auch in den Glimmerschiefern einer Konzentrationserniedrigung durch Quarz mit Hilfe höherer Gehalte an SSEE-reichen Akzessorien im Sediment entgegengewirkt wird.

Die im Gelände am weitest verbreiteten Metamorphite sind die Gneise. Wegen sehr niedriger Korrelationen zwischen SiO_2 und La bzw. Yb ($r = -0.33$ bzw. $r = -0.36$) müssen die hier vorliegenden Konzentrationsunterschiede nicht auf wechselnde modale Qz-Anteile, sondern auf schwankende Gehalte an akzessorischen SEE-

reichen Mineralen zurückgeführt werden. Wie gezeigt spielt Granat bei den SSEE eine wichtige Rolle. Die Standardabweichung beträgt für La 16 %, für Yb dagegen - bedingt durch die vier SSEE-reichen Proben - 32 %.

Die wechselnden Gehalte an Orthit und Monazit in den phyllitischen Glimmerschiefern bewirken keinen merklichen Einfluß auf die Th- Gesamtkonzentrationen dieser Gesteine. In den Glimmerschiefern und Gneisen jedoch, wo vergleichsweise konstant höhere modale Gehalte vorliegen, hat dies einen signifikanten Einfluß auf die Th- Werte. Dies wird zurückgeführt auf primäre Unterschiede in den Th- Gehalten der entsprechenden Phasen im Sediment. D.h. Orthit und Monazit im sedimentären Ausgangsmaterial der phyllitischen Glimmerschiefer waren relativ Th- arm, so daß wechselnde Anteile dieser Phasen keinen merklichen Einfluß auf die Th- Gesamtkonzentration hatten.

Das Element Th kann anstelle der LSEE in die Minerale eingebaut werden, sofern es angeboten wird. So zeigen 731 Th- Analysen von Monaziten Gehalte zwischen 0 und 31.50 Gew.% ThO_2 (OVERSTREET, 1967). Andererseits stellen die LSEE einen wesentlichen und auch notwendigen Bestandteil von Monazit dar (Monazit ist ein LSEE-Phosphat).

4.5.2. DISKUSSION DES GEOCHEMISCHEN VERHALTENS DER ANALYSIERTEN ELEMENTE IN DEN MINERALEN

Während für die SEE und Th gezeigt werden kann, daß deren signifikante Konzentrationsunterschiede auf sedimentäre Schwankungen zurückzuführen sind, kann dies für das ebenfalls in signifikanten Unterschieden vorliegende Element Cs kaum in Betracht gezogen werden. Die Gegenüberstellung der Cs- Gehalte der Minerale in den Proben MET 2 (9.22 ppm Cs im Gesamtgestein) und MET 23 (3.34 ppm Cs) legt die Annahme einer Cs- Mobilisation nahe. So stellen die Schichtsilikate in MET 2 die Cs- Träger dar, wobei Biotit (45.9 ppm Cs) eine 10- fach höhere Konzentration wie Muskovit (4.61 ppm) aufweist. In den Mineralen Granat, Ilmenit und Apatit konnte Cs nicht nachgewiesen werden (Quarz baut

vermutlich kein Cs ein). Eine geringere Neigung dieses Element aufzunehmen, liegt in den Mineralen aus MET 23 vor. Hier beinhaltet lediglich Biotit (13.3 ppm Cs) nennenswerte Mengen an Cs, wobei jedoch diese Konzentration nur 1/3 von der des Biotits aus MET 2 beträgt. Die Gerüstsilikate bauen wenig Cs ein (Alkalifeldspat 1.31 ppm Cs, Plagioklas 0.56 ppm Cs). In Monazit, Granat, Ilmenit und Zirkon konnte dieses Element nicht nachgewiesen werden. Auch Quarz und Sillimanit beinhalten vermutlich kein Cs. Cordierit weist eine Konzentration von 7.2 ppm auf (dieser Wert ist, wie bereits erwähnt, wegen der verunreinigten Quarzampulle mit einer zusätzlichen Unsicherheit behaftet).

Einen weiteren Hinweis auf eine Elementmobilisation mit steigender Metamorphose liefert das geochemische Verhalten des Elementes Bor. Trotz starker Streuung der Analysenwerte (jeweils knapp über 50%) innerhalb der einzelnen Gruppen, ergibt sich dennoch ein signifikanter Konzentrationsunterschied zwischen der niedrigst- und höchstmetamorphen Gruppe (siehe Tab.6 S.25).

SAUERER (1986) führt dies nicht auf sedimentär unterschiedliche Bor- Gehalte zurück, sondern vielmehr auf eine Mobilisation dieses Elementes durch zunehmende Metamorphose.

Es ist also festzustellen, daß die metamorphe Überprägung der Sedimente - hinsichtlich der analysierten Elemente - einen weitgehend isochemischen Prozeß darstellt, einen Vorgang also, bei welchem weder die Haupt- noch die Spurenelementkonzentrationen der Gesteine wesentlich verändert wurden. Lediglich für die Elemente Bor und Cs wird eine Mobilisation durch die Metamorphose angenommen.

Ferner ist festzuhalten, daß insbesondere die SEE über weite Bereiche relativ konstante Konzentrationen aufweisen. Gesteine mit davon abweichenden SEE- Konzentrationen sind im untersuchten Gebiet vergleichsweise räumlich eng begrenzt.

Demgegenüber kann durch den Vergleich der chemischen Analysen der untersuchten Minerale Biotit, Granat und Ilmenit, welche über den gegebenen P-T- Bereich stabil sind, festgestellt werden, daß

innerhalb dieser Phasen der metamorphe Prozeß nicht isochem verlaufen ist.

Neu gebildete Minerale (wie z.B. Alkalifeldspat, der durch Muskovitabbau entsteht) können, bedingt durch die geänderte Gitterstruktur, gewisse Elemente nur begrenzt oder gerade bevorzugt einbauen. Dies erfordert einen Transport von Ionen durch eine fluide Phase. Deren Existenz ist in einer ehemaligen sedimentären Abfolge, die im Lauf der Metamorphose durch Dehydrationsreaktionen Wasser freisetzt, und eventuell zusätzlich vorhandenes Porenwasser, sicher gegeben.

Der Einbau dieser Ionen erfolgt in Phasen, in deren Gitter sie unter den gegebenen P-T- Bedingungen am besten eingebaut werden können. Die Betrachtung des geochemischen Verhaltens einiger Elemente aus den Mineralphasen von MET 2 und MET 23 verdeutlicht diesen Vorgang (siehe unten).

An dieser Stelle ist anzumerken, daß quantitative Angaben über die Verteilung der Spurenelemente auf die einzelnen Phasen nur dann getroffen werden können, wenn Modalanalysen der Proben MET 2 und MET 23 vorliegen.

Doch sind solche Analysen nur dann sinnvoll, wenn der modale Anteil aller wesentlichen Spurenelementträger exakt bestimmt werden kann, und genau dies ist für die Akzessorien, die einen großen Anteil solcher Elemente beinhalten, nicht möglich.

Es besteht aber auch nicht die dringende Notwendigkeit solcher quantitativer Angaben der Elementverteilung. Vielmehr erscheint es sinnvoll - und wie im folgenden gezeigt, auch durchführbar - qualitative Aussagen über die Verteilung der Spurenelemente auf durchgehend stabile bzw. metamorph neu gebildete Phasen zu treffen, und um somit ein Maß zu erhalten für das Bestreben der einzelnen Phasen Elemente im Laufe der Metamorphose abzugeben, bzw. aufzunehmen.

So ist Sc bei vergleichbaren Konzentrationen im jeweiligen Gestein (17.7 ppm Sc in MET 2, 16.6 ppm Sc in MET 23) im Muskovit von MET 2 deutlich angereichert (48.0 ppm Sc), während der Alkalifeldspat von MET 23 praktisch kein Sc einbaut (0.08 ppm Sc). Die durchgehend stabilen Phasen Biotit, Granat und Ilmenit,

die bereits in MET 2 die Sc- Träger sind, weisen in MET 23 deutlich höhere Sc- Konzentrationen auf. Dies zeigt, daß diese Minerale dieses Element bevorzugt einbauen. Das durch den Muskovitabbau freigesetzte Sc wird folglich auch von diesen Phasen aufgenommen und erhöht so ihre Konzentrationen.

Eu hingegen ist bei höheren Gehalten in MET 23 (0.75 ppm Eu in MET 2 gegenüber 1.29 ppm Eu in MET 23) in den Phasen Biotit, Granat und Ilmenit gegenüber denen von MET 2 zum Teil sehr deutlich verarmt (siehe Tab.8a,b S.34,35). Im Gegensatz zum Sc kann Eu^{2+} sehr gut in Alkalifeldspat und Plagioklas eingebaut werden. Da die niedriger metamorphe Probe nur wenig Plagioklas und keinen Alkalifeldspat aufweist muß somit das im Gestein vorhandene Eu "zwangsweise" in die vorliegenden Minerale eingebaut werden.

Die niedrigen Eu- Konzentrationen in den drei genannten Mineralen von MET 23 werden so verstanden, daß Eu diesen entzogen und den sich metamorph bildenden Feldspäten über eine fluide Phase zugeführt wird. Weiterhin ist festzustellen, daß die Abnahme der Eu- Konzentration im Biotit, Granat und Ilmenit von MET 23 gegenüber denen von MET 2 unterschiedlich ausfällt. Sehr deutliche Abnahmen ergeben sich für Granat und Biotit, während die für Ilmenit nur geringfügig ist.

Dieses Verhalten kann möglicherweise ein Maß für das Bestreben dieser Minerale darstellen, Eu abzugeben (andererseits sind dann die unterschiedlichen Sc- Erhöhungen im Biotit, Granat und Ilmenit von MET 23 als ein Maß dafür zu verstehen, wie gerne diese Phasen Sc aufnehmen).

Wie gezeigt, bilden sich in Laufe der Metamorphose Minerale, die keine oder nur geringe Konzentrationen an SEE beinhalten (Alkalifeldspat und Plagioklas mit Ausnahme von Eu, Cordierit, Andalusit bzw. Sillimanit). Die so freigesetzten SEE werden jedoch nur bedingt in die bereits vorliegenden Phasen eingebaut. Bei erhöhten Gesamtkonzentrationen in MET 23 weist lediglich Ilmenit ebenfalls eine vergleichbare Erhöhung auf und hat folglich eine höhere SEE- Konzentration als der Ilmenit von MET 2. Während die SEE- Gehalte der Granate noch vergleichbar sind, hat der Biotit von MET 23 niedrigere Konzentrationen. Diese geringe Neigung der vorliegenden Minerale, SEE aufzunehmen, führt somit zur metamorphen Neubildung von Monazit, der bevorzugt die LSEE und Th

einbaut. Dies erklärt auch die deutlich niedrigeren Konzentrationen von Th im Biotit, Granat und Ilmenit von MET 23 trotz höherer Gesamtgesteinskonzentration. Ein gewisser Anteil an SSEE, welcher aufgrund der Bevorzugung der LSEE im Monazit vermutlich nicht enthalten ist, könnte in den SSEE- Trägern Zirkon und Granat enthalten sein.

5. DAS GEOCHEMISCHE VERHALTEN VON ELEMENTEN BEI DER ANATEXIS UND DER GRANITISATION

5.1. EINFÜHRUNG

Detaillierte Untersuchungen an granitoiden Gesteinen der kontinentalen Kruste, die auf einer Vielzahl von Daten aufbauen, verlangen oft sehr komplexe Modelle, um all diese Daten zu erklären. Diese Modelle können Schmelzbildung, fraktionierte Kristallisation, Magmenmischung, Assimilation und Transport von Elementen durch eine fluide Phase beinhalten. Es erweist sich meist als notwendig eine Kombination dieser einzelnen Prozesse in Betracht zu ziehen, um eine Vielzahl von Granitoiden einem einzigen genetischen Ereignis zuordnen zu können.

Zahlreiche Arbeiten liegen über das geochemische Verhalten der SEE bei der Bildung granitoider Gesteine vor (z.B. EMMERMANN, 1975, DE ALBUQUERQUE, 1978, HANSON, 1980, FOURCADE und ALLEGRE, 1981, MITTLEFEHLDT und MILLER, 1983).

Der Gesamtgehalt an SEE in diesen Gesteinen und die Variation der einzelnen SE- Elemente untereinander nimmt einen weiten Bereich ein. CULLERS und GRAF (1984) geben folgende Werte an:

$\Sigma \text{SEE} = 10.5 - 499 \text{ ppm}$; Verhältnis LSEE/SSEE: $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 0.34-413$;

Der größte Teil der granitoiden Gesteine weist negative Anomalien auf ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$). Gesteine mit positiver Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$) sind deutlich untergeordnet.

Bei der Differentiation granitoider Magmen ergibt sich folgendes Verhalten der SEE:

Durch die Fraktionierung von Plagioklas und Alkalifeldspat entstehen Magmen mit immer deutlicheren negativen Eu- Anomalien.

In hochdifferenzierten Magmen sinkt die Konzentration an SEE, wovon die LSEE stärker betroffen sind als die SSEE. Dieser Effekt wird auf fraktionierte Kristallisation von akzessorischen LSEE-reichen Phasen zurückgeführt. In Betracht kommen dabei hauptsächlich Monazit und Orthit.

Es liegen nur wenige Arbeiten vor, die sich speziell mit geochemischen Vorgängen bei der Anatexis kontinentaler Kruste beschäftigen (PRICE und TAYLOR, 1977, Mc CARTHY und KABLE, 1978, CONDIE und ALLEN, 1980, WEBER et al. 1985, WEBER und BARBEY, 1986).

Aus diesen Untersuchungen läßt sich kein generelles Verhalten entnehmen, wie sich die SEE bei der Anatexis auf Leukosom und Melanosom verteilen.

5.2. ARBEITSGEBIET "ANATEXIS"

Dieses gliedert sich in zwei Teilbereiche:

a) Bayerischer Wald (Anatexis granitoider kontinentaler Kruste)
Es wurden Proben von drei Lokalitäten, sowohl nördlich als auch südlich des Pfahls gelegen, untersucht (s. geol. Karte S.22).
Proben mit der gleichen Ziffer liegen im Gelände als direkt benachbarte Gesteine vor (z.B. ECK 7L, ECK 7M; verwendete Abkürzungen: P= Paläosom, L= Leukosom, M= Melanosom).

Lokalitäten nördlich des Pfahls:

Lok. Steinbruch Eck an der Straße Arnbruck- Lam (n= 6): ECK 7L, 7M, 11L, 11M (diese Proben sowie die folgenden der Lok. Rusel wurden freundlicherweise von Herrn Prof. Grauert zur Verfügung gestellt; dessen Probennummern sind für diese Arbeit übernommen), sowie die Proben ECK 1L und ECK 1M.

Lok. Mühlberg ca. 5km NW Bodenmais (n= 3): MÜH 1M, 2L und 2M;

Lok. Rusel südlich des Pfahls (n= 4): RSL 1L, 1M, 2L und 2M

Die Leukosome treten gangförmig (Mächtigkeit im cm bis dm-Bereich) bzw. als linsenförmige Körper (im cm- Bereich) auf.

Zusätzlich liegt ein chondritnormiertes SEE- Verteilungsmuster eines Leukosomes aus dem Regensburger Wald vor (REG 1L; Lok.

Steinbruch Völling; von Herrn Dr. Gebauer zur Verfügung gestellt).

b) Waldviertel/Niederösterreich (Anatexis basischer kontinentaler Kruste)

Hier wurden ebenfalls Proben von drei Lokalitäten untersucht (s. geol. Karte S.64; genaue Lokalitätsangaben für die Aufschlüsse im Waldviertel siehe Anhang S.145).

Lok. Steinbruch Kronsegg (n= 5): KRO 1L, 1M, 2L, 2P und 3P;

Lok. Burg Hartenstein (n= 4): HAR 1P, 1L, 2P und 2L;

Lok. Grubbachbrücke 1 (n= 1): GBB 1L

Mit einer Ausnahme konnte zu den Leukosomen nicht das entsprechende Melanosom gefunden werden. Hier handelt es sich um Teilschmelzen, welche in das unaufgeschmolzene Ausgangsgestein (= Paläosom) intrudiert sind. Die Mächtigkeit dieser Leukosome reicht vom cm bis m - Bereich. Lediglich bei der Lok. Steinbruch Kronsegg konnte ein Leukosom- Melanosom- Paar (KRO 1L, 1M) entnommen werden.

Zusätzlich wurde die Lokalität Melk beprobt. Die verfaltete Wechsellagerung heller und dunkler Gesteinspartien bei den entnommenen Proben legt die Vermutung nahe, daß es sich hierbei nicht um eine durch Gesteinssaufschmelzung bedingte Struktur, sondern um eine primäre Wechsellagerung handelt.

Lok. Melk (n= 5): MELK 1- 3 (dunkle Bereiche) und MELK 4- 5 (helle Bereiche);

Für die Proben HAR 2P, 2L, GBB 1L, sowie MELK 3 und 5 liegen keine INAA- Analysen vor.

ARBEITSGEBIET "GRANITISATION"

Im vorderen Teil des Bayerischen Waldes gibt es eine Anzahl überwiegend saurer magmatischer Gesteine, die konkordant bzw. diskordant im hochmetamorphen Rahmengestein stecken.

Es wurden zwei konkordante granitische Körper untersucht, bei denen es sich gemäß PROPACH (1977, 1978) um Granitisationen "in situ" handelt.

A) Kristallgranit 1 (KG) im Regensburger Wald mit Rahmengestein Anatexit (Ana) und der Übergangszone Körnelgneis (KGn), (siehe geologische Karte S.66).

(wie der Name Anatexit besagt, handelt es sich hierbei um ein Gestein, welches anatektische Strukturen aufweist; jedoch gilt aufgrund der Analysenwerte als sicher, daß die untersuchten Gesteinsproben chemisch unverändert gegenüber den nicht anatektisch beeinflussten Gneisen vorliegen, siehe auch S.75).

B) Ödwieser Granit (ÖG) im Mittelteil des Vorderen Bayerischen Waldes mit Perlgneis (PGn) als umgebendem Gestein (siehe geologische Karte S.68).

(Anhand geochemischer Daten gliederte SCHULZ (1982) den Ödwieser Granit in eine basische Kern- und in eine saure Randfazies.

Diese Gliederung in Kern- und Randzone kann durch die Ergebnisse der hier vorliegenden Arbeit nicht aufrecht erhalten werden. Im folgenden ist der Ödwieser Granit in einen "basischen" Typ und in einen "sauren" Typ unterteilt (siehe auch Interpretation S.119)).

In diese Untersuchungen mit einbezogen sind intermediäre bis saure Magmatite des Regensburger Waldes, welche diskordant im Nebengestein enthalten sind (siehe ebenfalls geologische Karte S.66).

Um ergänzende Informationen zur Genese des Kristallgranites zu erhalten, wurden ferner noch zwei feinkörnige, dunkle Gesteins-einschlüsse mit z.T. cm- großen Alkalifeldspäten im KG analysiert; diese Proben sind im folgenden mit Gd 4 bzw. Gd 5 bezeichnet.

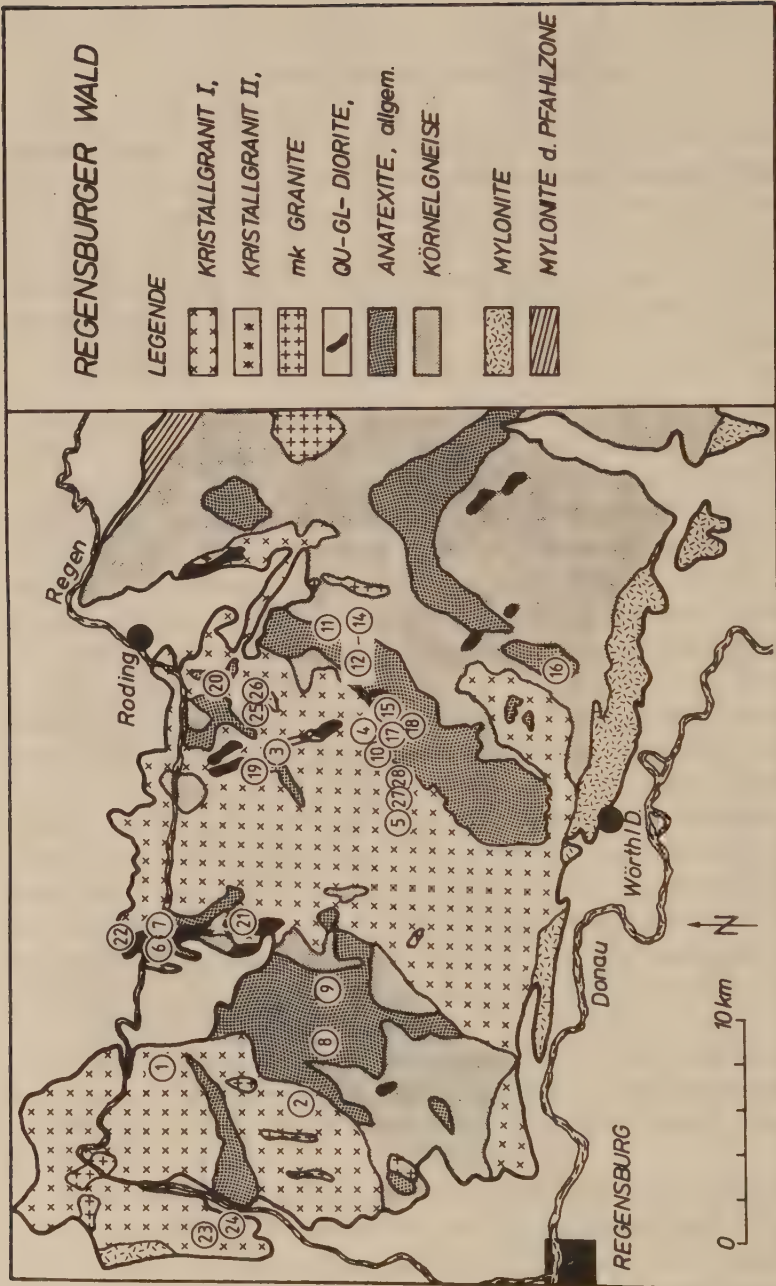


Abb.9: Vereinfachte geologische Karte des Regensburger Waldes
 nach TROLL (1968) und nach KÖHLER (aus KÖHLER und
 MÜLLER- SOHNUS, 1985);
 Probenfundpunkte ① - ②⑧ siehe nächste Seite;

Probenfundpunkte zur geologischen Karte des Regensburger Waldes:

Kristallgranit: 1= KG1; 2= KG2; 3= KG3; 4= KG4; 5= KG5;
 Körnelgneis: 6= KGn1; 7= KGn2; 8= KGn3; 9= KGn4; 10= KGn5;
 Anatexit: 11=Ana1; 12=Ana2; 13=Ana3; 14=Ana4; 15=Ana5; 16=Ana6;
 diskordante Magmatite:
 17= Diorit Dio1; 18= Dio2; 19= Granodiorit Gd1; 20= Gd2;
 21= Gd3; 22= Granit Gra1; 23= Granitporphyr Por1; 24= Por2;
 25= kleinkörniger Granit kk Gra1; 26= kk Gra2;

27 und 28= granodioritische Einschlüsse Gd4 und Gd5 im KG;

Legende und Probenfundpunkte zur geologischen Karte St. Englmar:



Grobkörniger
Cordierit- Sillimanit- Gneis



Cordierit- Sillimanit- Gneis
(mit Tendenz zu Perlgneis)



Perlgneis



Körnelgneis



Ödwieser Granit



Nebulitischer Gneis



Quartär, Tertiär

Geologische Grenze:

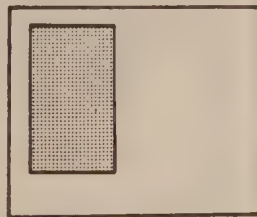
— kartierbar

..... vermutet

Störung:

— nachgewiesen

- - - vermutet



Lage des Ausschnittes auf dem
Gradabteilungsblatt St. Englmar

Ödwieser Granit "basischer" Typ: 1= ÖG1; 2= ÖG2; 3= ÖG3; 4= ÖG4;
 Ödwieser Granit "saurer" Typ: 5= ÖG5; 6= ÖG6; 7= ÖG7; 8= ÖG8;
 Perlgneis: 9= PGn1; 10=PGn2; 11=PGn3; 12=PGn4; 13=PGn5; 14=PGn6;

Gneisproben aus Kapitel "Metamorphose":

29= MET29; 30= MET30; 31= MET31; 32= MET32;



Abb.10: Ausschnitt der geologischen Karte St. Englmar (1: 25000)
(aus SCHULZ, 1982);

Legende und Probenfundpunkte siehe vorhergehende Seite;

Aus der vorhandenen Vielzahl von Proben erfolgte anhand geochemischer Kriterien eine Auswahl für die INAA, welche die geochemische Variationsbreite innerhalb der einzelnen Gesteinsgruppen abdeckt.

5.3. MEGASKOPISCHE BESCHREIBUNG DER UNTERSUCHTEN GESTEINE

Granitisation Regensburger Wald:

Kristallgranit 1: porphyrischer Biotitgranit mit mittelkörniger Grundmasse und Kalifeldspateinsprenglingen bis 10cm Länge.

Körnelgneis: dunkelgraues, mittelkörniges Gestein mit undeutlicher Schieferung; manche Varietäten enthalten Kf-Porphyroblasten um 5mm, die dem Gestein seinen Namen "Körnelgneis" eingetragen haben. Die Kalifeldspäte können bis 3cm Länge erreichen (wegen der Deutung als Metamorphit oder Magmatit siehe S.114 ff).

Anatexit: cordieritführende Gneise mit Lagenbau aus Quarz- - Feldspatzeilen und Biotithäuten. Es sind Übergänge zu Diatexiten mit teilweise noch erkennbarem s- Gefüge vorhanden.

Granitisation Gebiet St. Englmar:

Ödwieser Granit: mittelkörniges, hellgraues Gestein mit deutlich erkennbarer Paralleltexur; bisweilen werden Gesteinspartien mit bis zu 3cm großen Kf- Einsprenglingen beobachtet.

Perlgneis: schwach geschiefertes Gestein, mit rundlichen, etwa 2mm großen Plagioklasblasten; das perlartige Aussehen dieser Plagioklase hat zu dem Namen "Perlgneis" geführt.

Diskordante Magmatite des Regensburger Waldes:

Qz- Diorit: feinkörniges, dunkelgraues Gestein; manche Varietäten enthalten Plagioklaseinsprenglinge bis zu 0.8cm.

Granodiorit: fein- bis feinkörniges Gestein, enthält Amphibol-einsprenglinge bis 3mm Größe;

Granit Gra 1 (Granit von Muckenbach, Blatt Bruck): porphyrischer feinkörniger Granit mit Alkalifeldspat- und Plagioklaseinsprenglingen;

Granitporphyr: Gestein mit feinkörniger Grundmasse und Alkalifeldspat- und Plagioklaseinsprenglingen;

feinkörniger Granit: gelegentlich treten Einsprenglinge von Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Granat und Cordierit (bis 15mm Korngröße) auf, die dem Gestein einen porphyrischen Charakter verleihen;

Anatektische Gesteine des Bayerischen Waldes:

Paläosom (= Gneis): die Schieferung ist nur schwach ausgebildet. Seidig aufhellende, diffuse Flecken lassen den Sillimanit erkennen. Höhere Cordieritanteile verleihen dem sonst graugrünen Gestein eine bläulich- violette Färbung.

Leukosom: grünlichweiße, grobkörnige Quarz- Feldspat-Gesteine, die vereinzelt Biotitschüppchen enthalten;

Melanosom: Gesteine, aus denen nur ein relativ geringer Qz- Fsp- Anteil entfernt ist, sind durch die geringe Anreicherung der mafischen Gemengteile lediglich etwas dunkler als die nicht anatektischen Gneise. Demgegenüber erscheinen Melanosome, aus denen ein hoher Qz- Fsp- Anteil mobilisiert ist, durch ihren wesentlichen Anteil an mafischen Mineralen blauschwarz.

Anatektische Gesteine des Waldviertels:

Paläosom (= Amphibolit): grauschwarzes Gestein mit feinkörnigem, geregeltem Gefüge; Mineralbestand: im wesentlichen Amphibol und Plagioklas, daneben Pyroxen, Quarz, Titanit und Erz;

Leukosom: helle, mittel- bis grobkörnige Gesteine mit richtungslosem Gefüge, die im wesentlichen aus Plagioklas und Quarz zusammengesetzt sind. Das Leukosom KRO 1L ist allerdings nicht quarz-, sondern korundführend. Hornblende, Biotit, Apatit und Erz können als Akzessorien vorkommen.

Melanosom (KRO 1M): dunkles, feinkörniges Gestein mit schwach geregeltem Gefüge; durch die Entfernung einer Teilschmelze kommt es zur Anreicherung von dunklen Gemengteilen, wie hauptsächlich Amphibol, Erz und Titanit; daneben Plagioklas (überwiegend serizitisiert) Calcit und Skapolith führend.

5.4. DARSTELLUNG DER ERGEBNISSE

5.4.1. MITTELWERTE DER ELEMENTKONZENTRATIONEN IN DEN GESTEINEN

In Tab.12 sind die Mittelwerte der Elementkonzentrationen in den untersuchten Gesteinen dargestellt. Die Einzelanalysen sind im Anhang auf Seite 134 ff aufgelistet. Die hier aufgeführten Ergebnisse werden im folgenden anhand geeigneter Abbildungen näher dargelegt. Dabei wird zum einen gezeigt, welche geochemischen Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten die Produkte der Anatexis von granitoider bzw. basischer Kruste und die der Granitisation aufweisen, und ferner, wie die Elemente bei der Anatexis von granitoider bzw. basischer Kruste in Leukosom und Melanosom fraktioniert werden.

Zunächst sind jedoch einige Erklärungen zur Tabelle angebracht.

Anatexis im Bayerischen Wald:

Der Gneismittelwert (PAL) repräsentiert die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Kruste im Hinteren Bayerischen

BAYERISCHER WALD

WALDVIERTEL

Gestein	<u>PAL</u>	<u>LEU</u>	<u>MEL</u>	<u>PAL</u>	<u>LEU</u>	<u>MEL</u>	<u>MELK/d</u>	<u>MELK/h</u>
SiO ₂	65.4	74.6	59.8	48.8	72.4	43.3	52.4	73.1
TiO ₂	0.81	0.12	1.22	1.60	0.06	1.22	1.47	0.25
Al ₂ O ₃	17.1	14.8	22.1	15.6	16.7	12.5	14.8	14.0
Fe ₂ O ₃	6.31	1.16	9.17	12.0	0.67	8.98	14.1	2.83
MnO	0.08	0.01	0.10	0.18	0.02	0.21	0.22	0.04
MgO	2.38	0.33	2.59	7.39	0.15	12.6	5.50	0.62
CaO	1.04	1.60	0.86	11.1	4.21	15.9	8.00	3.24
Na ₂ O	2.20	2.41	1.14	3.08	5.85	1.13	3.24	4.68
K ₂ O	3.83	5.39	3.30	0.64	0.50	1.21	0.72	0.53
P ₂ O ₅	0.11	0.1	0.1	0.1	0.25	0.11	0.1	0.1
SUMME	99.26	100.42	100.28	100.39	100.81	97.16	100.45	99.29
Sc	16.5	2.4	24.9	50.3	1.8	35.1	49.8	7.2
Rb	158	188	177	10	15	76	19	21
Sr	194	263	103	202	340	125	233	241
Zr	235	75	281	107	61	96	75	171
Cs	4.65	1.91	6.51	0.78	0.84	9.32	0.99	0.63
Ba	776	1031	415	57	166	279	168	200
Hf	6.97	2.32	8.51	3.53	0.80	3.51	2.65	6.38
Ta	1.84	0.45	1.50	0.43	1.13	1.34	0.24	1.07
Th	15.0	4.2	20.0	0.6	0.5	2.0	0.7	0.7
U	4.9	4.2	6.6	1.0	1.0	9.6	3.4	1.0
La	49.9	14.7	74.3	6.4	2.6	9.3	4.1	7.7
Ce	92.1	27.9	137.4	---	5.5	---	---	17.0
Nd	40.7	11.7	56.0	5.0	5.0	14.7	5.0	8.9
Sm	7.5	2.2	10.5	4.1	0.7	4.4	3.2	2.2
Eu	1.21	1.77	1.45	1.22	0.38	1.01	1.04	0.75
Tb	1.19	0.28	1.28	0.84	0.13	0.75	0.64	0.39
Yb	3.45	0.86	3.38	2.76	0.50	2.52	2.27	1.48
Lu	0.45	0.11	0.42	0.37	0.06	0.32	0.33	0.18

Tab.12a: Mittlere chemische Zusammensetzung der Paläosome
 (Gneis bzw. Amphibolit), Leukosome und Melanosome;
 PAL Paläosommittelwert; LEU Leukosommittelwert
 MEL Melanosommittelwert (für die Anatexis im Wald-
 viertel liegt hierfür lediglich eine Analyse vor)
 MELK/ d : dunkle Gesteinspartien der Lok. Melk
 MELK/ h : helle Gesteinspartien der Lok. Melk

Gestein	<u>ANA</u>	<u>KG</u>	<u>KGN</u>	<u>Gd4,5</u>	<u>PGN</u>	<u>ÖG/b</u>	<u>ÖG/s</u>
SiO ₂	68.6	68.3	64.8	62.9	66.3	64.7	71.2
TiO ₂	0.56	0.58	0.77	1.19	0.83	0.95	0.43
Al ₂ O ₃	15.2	15.0	15.9	15.8	15.7	15.7	14.8
Fe ₂ O ₃	4.2	3.5	4.7	6.82	5.57	5.60	3.02
MnO	0.04	0.05	0.06	0.08	0.09	0.08	0.04
MgO	1.5	0.9	2.1	2.31	1.89	1.78	0.90
CaO	1.5	2.0	2.5	3.16	1.53	2.42	1.25
Na ₂ O	3.0	3.1	2.9	2.61	2.44	2.98	2.30
K ₂ O	4.1	5.2	4.4	3.67	3.43	4.43	4.99
P ₂ O ₅	0.22	0.26	0.39	0.43	0.12	0.35	0.17
SUMME	98.92	98.89	98.52	98.97	97.90	98.99	99.10
Sc	10.6	8.8	13.2	15.8	14.8	13.3	7.9
Rb	172	232	235	191	157	202	225
Sr	142	172	264	230	210	264	184
Zr	196	271	237	478	238	381	314
Cs	7.07	5.07	7.30	4.09	7.10	4.99	5.37
Ba	705	732	789	819	656	918	596
Hf	7.16	10.0	8.52	11.2	7.17	12.6	7.57
Ta	1.92	2.84	2.66	2.49	1.95	2.20	1.89
Th	12.6	27.3	25.0	23.2	11.7	18.3	22.3
U	2.7	2.3	6.3	6.6	5.5	5.6	3.7
La	36.0	60.1	56.1	79.8	40.6	67.5	47.0
Ce	74.0	119.1	114.4	155.4	82.3	130.8	96.3
Nd	34.3	58.4	52.8	69.7	43.3	61.0	47.0
Sm	6.3	8.8	8.4	12.9	6.5	10.8	7.5
Eu	1.01	1.20	1.27	1.38	1.23	1.47	0.94
Tb	1.10	0.88	0.91	1.34	1.03	1.11	0.94
Yb	3.24	2.69	2.51	3.22	3.30	3.39	2.41
Lu	0.39	0.30	0.31	0.37	0.39	0.44	0.29

Tab.12b: Mittlere chemische Zusammensetzung der zum Arbeitsgebiet "Granitisation" gehörenden Gesteine;

ANA Anatexitmittelwert; KG Kristallgranitmittelwert;
 KGN Körnelgneismittelwert; Gd4,5 MW Einschlüsse im KG;
 PGN Perlgneismittelwert;
 ÖG/b Ödwieser Granit MW "basischer" Typ;
 ÖG/s Ödwieser Granit MW "saurer" Typ;

Wald, welcher keine anatektische Teilschmelze entzogen ist (= Paläosom). Die nur vereinzelt auftretenden Gneisproben mit deutlicher SSEE- Anreicherung sind im Mittelwert nicht enthalten.

Ebenfalls unberücksichtigt bleibt das Leukosom ECK 7L, wegen des extrem hohen SiO_2 - Gehaltes von 89.1 Gew% (siehe dazu S.77), sowie die drei Proben der Lok. Mühlberg, welche eine Sonderstellung einnehmen.

Wie zu erwarten, liegen die Konzentrationswerte für den Gneis im allgemeinen zwischen denen des Leukosom- und des Melanosommittelwertes. Als Grund für die wenigen Ausnahmen werden primäre Schwankungen der Elementkonzentrationen im sedimentären Ausgangsmaterial angenommen.

Anatexis im Waldviertel:

Wegen der Korundführung (siehe dazu Interpretation S.107) ist KRO 1L nicht im Mittelwert der Leukosome enthalten.

Die Paläosome (= Amphibolite) unterscheiden sich von den dunklen Proben der Lok. Melk geochemisch nur geringfügig. Demgegenüber zeigen die Leukosome und die hellen Lagen dieser Lokalität bei einer Reihe von Haupt- und Spurenelementen erhebliche Konzentrationsunterschiede (z.B. Ti, Fe, Sc und SEE).

Granitisation im Regensburger Wald:

Um die Differentiation des Kristallgranitmagmas deutlicher zu belegen, ist ein zusätzlicher Vertreter der stärker sauren Proben in die Untersuchungen miteinbezogen. Diese Probe blieb bei der Bildung des Mittelwertes unberücksichtigt.

Der Anatexitmittelwert repräsentiert die chemische Zusammensetzung der Kruste in diesem Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes. Der Kristallgranit zeigt gegenüber seinem Rahmengestein Anatexit bei den Hauptelementen - im Gegensatz zu den Spurenelementen - keine oder nur geringe Konzentrationsunterschiede. Bei letztgenannten ergeben sich für mantelinkompatible Elemente Anreicherungen bis zu +117% (Th). Es ist festzustellen, daß die stärker mantelinkompatiblen LSEE im Kristallgranit angereichert sind (La + 67%), während die weniger

inkompatiblen SSEE geringfügig verarmt sind (Yb - 17%). Bemerkenswert ist, daß Cs, als eines der inkompatibelsten Elemente, im KG gegenüber seinem Rahmengestein in geringeren Konzentrationen vorliegt (Cs - 28%). Der Körnelgneis (KGn) zeigt weitgehend ähnliche Spurenelementkonzentrationen wie der Kristallgranit. Lediglich die Urankonzentration weicht deutlich ab (U + 174% im KGn). Für die "basischen" Hauptelemente Mg, Fe, Ti ergeben sich gegenüber dem Kristallgranit (und auch dem Anatexit) deutliche Anreicherungen (max. +133% bei Mg).

Granitisation im Mittleren Vorderen Bayerischen Wald:

Analog zu den Anatexiten des Regensburger Waldes stellt der Perlgneis das Krustengestein in diesem Bereich dar. Der Vergleich der Mittelwerte der chemischen Analysen von Anatexiten, Perlgneisen und Cordierit- Sillimanit- Gneisen des Hinteren Bayerischen Waldes zeigt eine weitgehende Übereinstimmung der Analysenwerte bei einer Vielzahl von Elementen und belegt somit die weitgehend homogene chemische Zusammensetzung der kontinentalen Kruste im Bayerischen Wald.

Analog zum Kristallgranit und dessen Rahmengestein zeigt der "basische Typ" des Ödwieser Granites gegenüber dem Perlgneis bei den Hauptelementen nur geringfügige Konzentrationsunterschiede. Auch für die Spurenelemente ergibt sich das gleiche geochemische Verhalten wie im Regensburger Wald. So sind die Konzentrationen mantelinkompatibler Elemente in einem zum Kristallgranit vergleichbaren Maße erhöht.

5.4.2. NORMATIVE QZ- AB- OR- DREIECKSDARSTELLUNGEN

Abb.11a enthält die Punkte der Leukosome aus dem Bayerischen Wald und dem Waldviertel. Die Punkte dieser beiden Gruppen sind deutlich voneinander getrennt. Selbst innerhalb der einzelnen Gruppen variiert deren Lage. Bei den Leukosomen aus dem Bayerischen Wald weisen die Proben ECK 7L und MÜH 2L hinsichtlich ihrer normativen Qz-, Ab-, Or- Zusammensetzung die größten Abweichungen auf. ECK 7L hat einen SiO_2 - Gehalt von 89.1 Gew.%. Dieser hohe Wert kann nicht magmatischer Natur sein, sondern muß

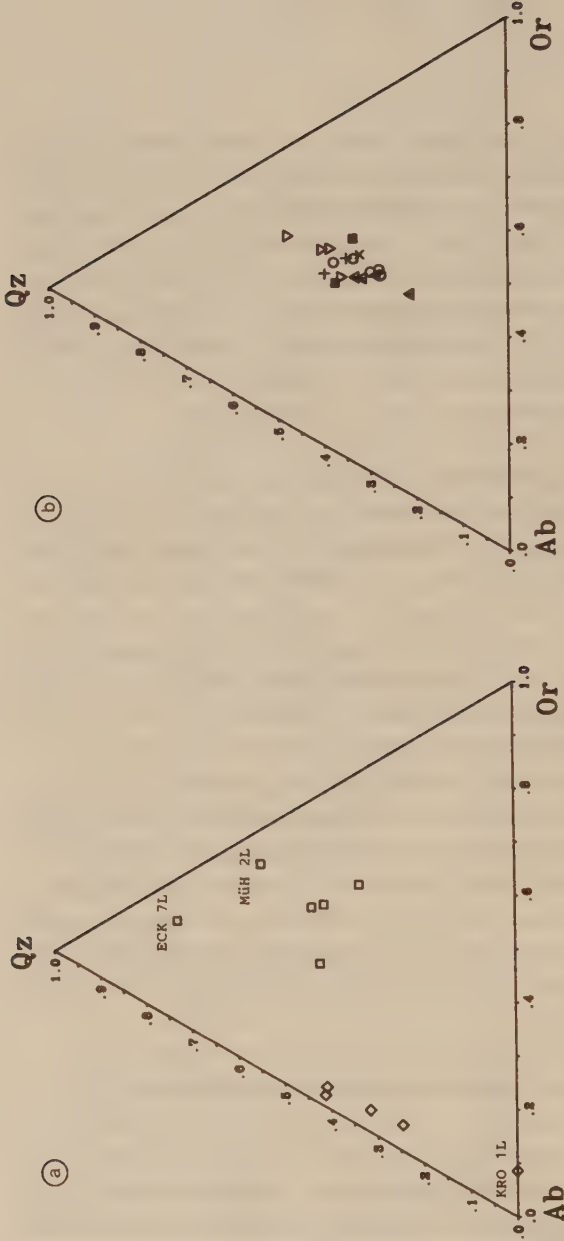


Abb.11: Normative Qz- Ab- Or- Dreiecksdarstellungen

a) Leukosome des Bayerischen Waldes (□) und des Waldviertels (◇);

b) Granite des Bayerischen Waldes:

konkordante Granite: ○ Kristallgranit

▲ Ödwieser Granit ("basischer" Typ)

▽ Ödwieser Granit ("saurer" Typ)

diskordante Granite: × Granit Gra 1

+ Granitporphyr

■ kleinkörniger Granit

durch eine zusätzliche Quarzanreicherung bedingt sein. So ist bei Teilschmelzprozessen zu berücksichtigen, daß restitischer Quarz in die Schmelze übernommen werden kann (WINKLER und BREITBART, 1978).

MÜH 2L weist gegenüber den anderen Leukosomen das höchste normative Or/Ab- Verhältnis und somit auch höchste K/Na- Verhältnis auf. Dies ist dadurch bedingt, daß das zugehörige Ausgangsgestein MÜH 1M Na- arm ist (Na unterhalb der Nachweisgrenze).

Die Leukosome des Waldviertels liegen nahe der Qz-Ab- Linie. Sie weisen ein normatives Ab/Qz- Verhältnis auf, welches zwischen 0.25 und 0.42 variiert. Eine Sonderstellung nimmt das Leukosom KRO 1L ein. Sowohl normativ, wie auch modal ist diese Probe nicht quarz- , sondern korundführend.

Im Diagramm 11b sind die Punkte der Granite in das Qz-Ab-Or- Dreieck eingezeichnet. Die Lage der Punkte stimmt mit denen der Leukosome des Bayerischen Waldes weitgehend überein (mit Ausnahme von ECK 7L und MÜH 2L). Bei den Proben des Ödwieser Granites verschieben sich die Punkte vom "basischen-" zum "sauren" Typ zu höheren Qz- Gehalten. Auch beim Kristallgranit ist dieser Trend erkennbar.

5.4.3. AlkFM- DREIECKSDARSTELLUNGEN

Abbildung 12a enthält die Punkte der Leukosome und Melanosome des Bayerischen Waldes, ferner ist der Punkt für den Gneismittelwert eingetragen.

Bei den Leukosomen überwiegt eindeutig die Alkali- Komponente. Die FeO- Komponente nimmt Werte zwischen 6 und 15% ein, der MgO- Anteil zwischen 2 und 5%. Die Melanosome zeichnen sich demgegenüber durch eine deutliche Anreicherung der FeO- und MgO- Werte aus.

RSL 2M hat einen SiO₂- Gehalt von 70.8 Gew.% (trotz dieses hohen SiO₂- Gehaltes stellt diese Probe ein Melanosom dar), das dazugehörige Leukosom RSL 2L einen SiO₂- Gehalt von 73.3 Gew.%. Dies bedeutet, daß das Edukt (= Paläosom) für RSL 2M und RSL 2L

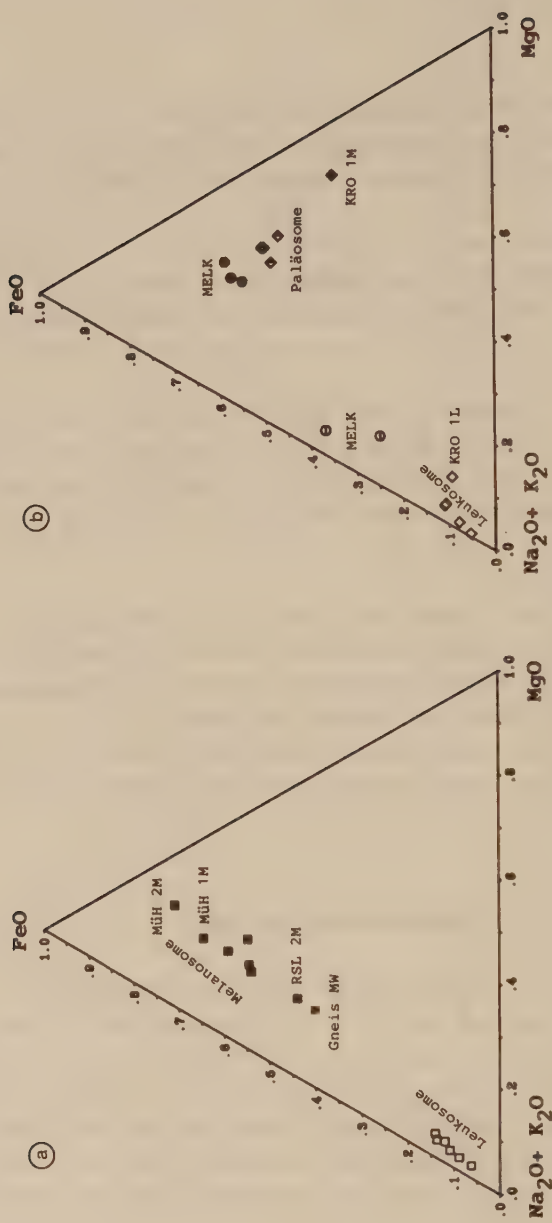


Abb.12: AlkFM- Dreiecksdarstellungen:

- a) Arbeitsgebiet "Anatexis im Bayerischen Wald";
- b) Arbeitsgebiet "Anatexis im Waldviertel", sowie Proben der Lok. Melk (○ helle Gesteinslagen, ● dunkle Lagen);

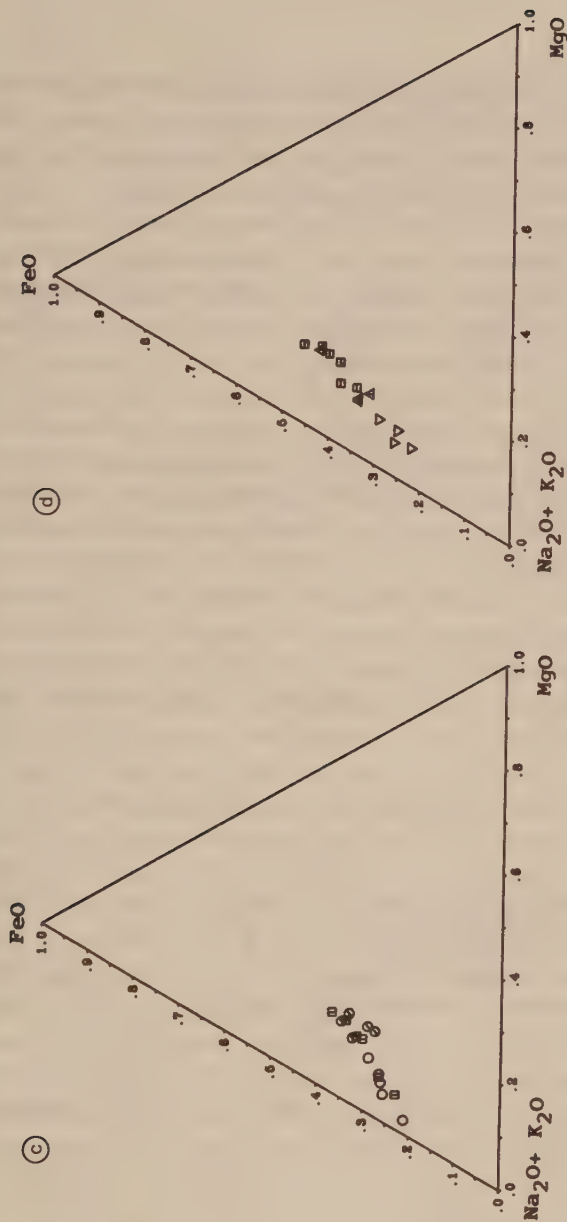


Abb.12: AlkFM- Dreiecksdarstellungen:

c) Arbeitsgebiet "Granitisation Regensburger Wald";

○ Kristallgranit; ● Körnelgneis; ■ Anatexit;

d) Arbeitsgebiet "Granitisation Gebiet St.Englmar";

▲ Ödwieser Granit ("basischer" Typ); ▽ ÖG ("saurer" Typ);

■ Perlgneis;

eine SiO_2 -Konzentration zwischen den beiden angegebenen Werten einnimmt und damit eine verhältnismäßig hohe Psammitkomponente aufweist. Dennoch unterscheidet sich die Lage des Punktes im AlkFM- Dreieck - wie auch zuvor im Qz- Ab- Or- Dreieck - für dieses Teilschmelzprodukt eines SiO_2 - reicherem Gesteins nicht von der der anderen Leukosome. Aber auch das Leukosom MÜH 2L, dessen Ausgangsgestein MÜH 1M (siehe dazu S.86) vergleichsweise SiO_2 - arm, sowie FeO- und MgO- reich ist, weist keine von den übrigen Leukosomen abweichende Lage auf.

Die Punkte aller Proben aus dem Waldviertel sind in Abbildung 12b eingetragen. Die Lage der Punkte für die Leukosome ist mit denen aus dem Bayerischen Wald nahezu identisch. Lediglich das Leukosom KRO 1L zeichnet sich durch einen etwas höheren Wert für die MgO-Komponente aus. Die Punkte für die Paläosome liegen dicht beieinander. Ebenso variiert die Lage der Punkte für die Amphibolite der Lokalität Melk kaum und zeigt nur geringe Abweichungen zu den Paläosomen. So ergibt auch der Vergleich der Einzelanalysen (siehe Anhang S.135 ff), daß sämtliche Amphibolite hinsichtlich ihrer geochemischen Zusammensetzung sehr ähnlich sind.

Die hellen Gesteinspartien der Lokalität Melk weisen einen deutlich höheren FeO- Anteil auf als die Leukosome.

Die vergleichsweise höhere MgO- Komponente sowohl im Leukosom KRO 1L, wie auch im dazugehörigen Melanosom 1M legt die Annahme nahe, daß das entsprechende Paläosom ebenfalls einen höheren MgO-Anteil aufweist als die übrigen Paläosome. Unter der Annahme, daß die Anatexis isochem verlaufen ist, ist somit zu erwarten, daß der darstellende Punkt für dieses Paläosom auf der Linie zwischen KRO 1L und KRO 1M liegt. Unter der gleichen Voraussetzung ist anzunehmen, daß die Punkte für die zu den übrigen Leukosomen gehörenden Melanosome rechts der Verbindungslinie von Leukosomen und Paläosomen liegen.

Im nächsten Diagramm 12c sind die Punkte für den Kristallgranit, sein Rahmengestein Anatexit und für die Übergangszone Körnelgneis eingetragen.

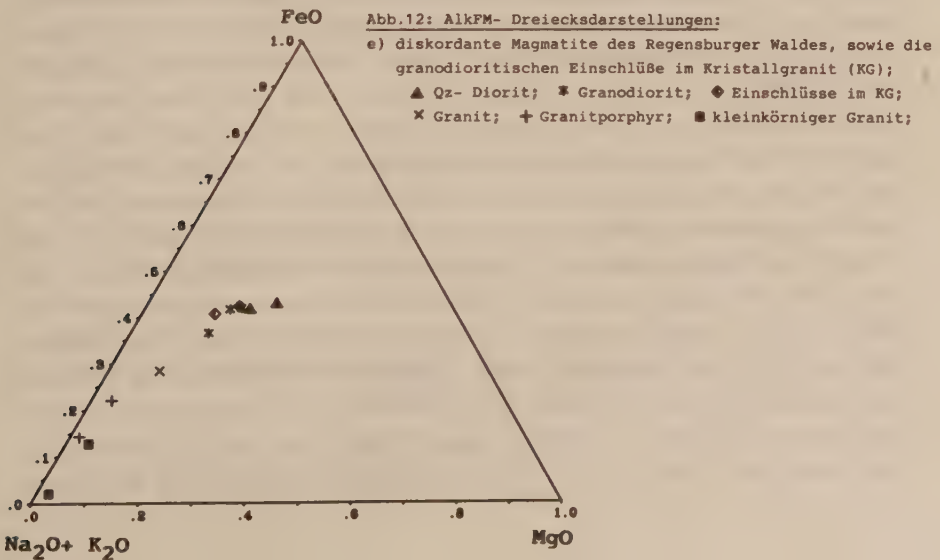
Der Kristallgranit und die Körnelgneise nehmen zusammen mit den

Anatexiten einen gemeinsamen Lagebereich im Dreieck ein. Dieser ist gekennzeichnet durch konstante FeO/MgO- Verhältnisse und eine überwiegende Alkali- Komponente. Bei den Proben des Kristallgranites zeigt sich eine Entwicklung zu höheren Alkaliwerten.

In Abbildung 12d sind die Punkte für die Gesteinsgruppen des Arbeitsgebietes im Mittleren Vorderen Bayerischen Wald eingezeichnet : Ödwieser Granit (in "basischen-" und "sauren-" Typ unterteilt), sowie das Rahmengestein Perlgneis.

Die Lage der Punkte zeigt keinen wesentlichen Unterschied zum vorhergehenden Diagramm, in welchem die Gesteine des Regensburger Waldes dargestellt sind. Die Punkte für den "basischen" Typ des Ödwieser Granites und für den Perlgneis liegen in einem Bereich mit den höchsten FeO- und MgO- Werten.

Die Abbildung 12e schließlich enthält die Punkte für die diskordanten Magmatite des Regensburger Waldes und für die granodioritischen Einschlüsse im Kristallgranit. Die Alkali-Komponente nimmt in der Reihe Diorit → Granodiorit → Granit → Granitporphyr → feinkörniger Granit deutlich zu. Für die beiden granodioritischen Linsen im Kristallgranit und den diskordant gangförmig auftretenden Granodioriten ergeben sich nahezu identische Punktlagen.



Folgende Ergebnisse der vorhergehenden Abb. 12a- e sind festzuhalten:

Die Lage der Punkte im Dreieck für die Produkte der Granitisation Kristallgranit bzw. Ödwieser Granit ("basischer" Typ) deckt sich weitgehend mit den entsprechenden Punkten ihrer Rahmengesteine Anatexit bzw. Perlgneis. Ihre Lage weicht erheblich von der der Leukosome des Bayerischen Waldes und des Waldviertels ab. Demhingegen weisen die stark sauren Vertreter der diskordanten Magmatite eine identische Lage der Punkte wie die Leukosome auf, während die der Punkte für die intermediären Gesteine der von Kristallgranit und Ödwiesergranit ("basischer" Typ) näher kommt. Es bleibt zu berücksichtigen, daß der Kristallgranit und der "saure" Typ des Ödwieser Granites einen Trend aufweisen, der - analog wie bei den diskordanten Magmatiten, wenn auch deutlich weniger ausgeprägt - auf eine höhere Alkali- Komponente in einigen Proben dieser Gesteine hinweist.

5.4.4. RAHMENGESTEINSNORMIERTE DARSTELLUNG DER ELEMENT- KONZENTRATIONEN IN DEN GESTEINEN

In den nächsten Abbildungen 13a-f sind die Elementgehalte der Produkte der Anatexis von granitoider und basischer Kruste, die Produkte der Granitisation (Kristallgranit und Ödwiesergranit), sowie die diskordanten Magmatite normiert dargestellt. Als Grundlage dieser Normierung dienen die Elementkonzentrationen des jeweiligen Rahmengesteins. Die Anordnung der analysierten Elemente entlang der Abszisse erfolgt in der Reihenfolge, daß sich für die Teilschmelzen von granitoider bzw. basischer Kruste eine stetige Abnahme der Elementkonzentrationen bezogen auf das jeweilige Paläosom (Gneis bzw. Amphibolit) ergibt. (Die Darstellung der normierten Elementkonzentrationen der Proben der Lokalität Mühlberg (Abb.13b) erfolgt in der gleichen Reihenfolge wie in Abb. 13a, wo die Mittelwerte (ohne Lok. Mühlberg) dargestellt sind. Es zeigt sich in Abb.13b keine stetige Abnahme des Kurvenverlaufs für MÜH 2L). Dies bedeutet, daß links auf der Abszisse diejenigen Elemente angeordnet sind, welche bei einer Teilschmelzbildung in dem entsprechenden Krustenbereich bevorzugt

im Leukosom angereichert werden (die also krusteninkompatibel sind), und daß rechts solche Elemente liegen, die bei diesem Prozeß im Leukosom verarmt, bzw. im Melanosom angereichert sind (krustenkompatible Elemente; Anmerkung: in Hinsicht auf die heterogen zusammengesetzte Erdkruste bezieht sich die "krusteninkompatibilität" bzw. "kompatibilität" der Elemente jeweils nur auf das jeweilige anatektisch beeinflusste Gestein Gneis bzw. Amphibolit). Auf der Ordinate sind die rahmengesteinsnormierten Elementkonzentrationen logarithmisch aufgetragen. Um einen direkten Vergleich der einzelnen Abbildungen zu ermöglichen, ist stets ein konstanter Normierungsbereich von 0.01- 10 angegeben.

Darstellung der Verteilungskurven für die Teilschmelzen der granitoiden und basischen Krustengesteine:

In der ersten dieser Abbildungen sind die Mittelwerte der normierten Elementkonzentrationen der Leukosome und Melanosome des Bayerischen Waldes dargestellt (ECK 7L bleibt hierbei unberücksichtigt, da diese Probe aufgrund des hohen SiO_2 -Gehaltes und dem damit verbundenen erhöhten Qz- Anteil, eine Sonderstellung innerhalb der untersuchten Leukosome einnimmt). Die Proben der Lokalität Mühlberg sind getrennt dargestellt. Der Gneismittelwert, der als das Paläosom für die Teilschmelzbildung betrachtet wird, stellt die Normierungsgrundlage dar.

Abbildung 13a (S.84) ist zu entnehmen, daß die Elemente Ca, Eu, K, Sr, Ba, Rb, Si und Na im Leukosom gegenüber dem Paläosom angereichert sind. Bei diesen Elementen handelt es sich durchweg um solche, die in den Feldspäten und im Quarz enthalten sind. Die Konzentrationen der übrigen Elemente sind im Leukosom gegenüber dem Paläosom erniedrigt. Dies sind solche Elemente, welche in den nicht aufgeschmolzenen Haupt- und akzessorischen Phasen enthalten sind. Wie zu erwarten, zeigen die Melanosome im wesentlichen ein gegenläufiges Elementverhalten. Da, wo die Elemente im Leukosom angereichert (bzw. verarmt) vorliegen, sind sie im Melanosom im allgemeinen verarmt (bzw. angereichert).

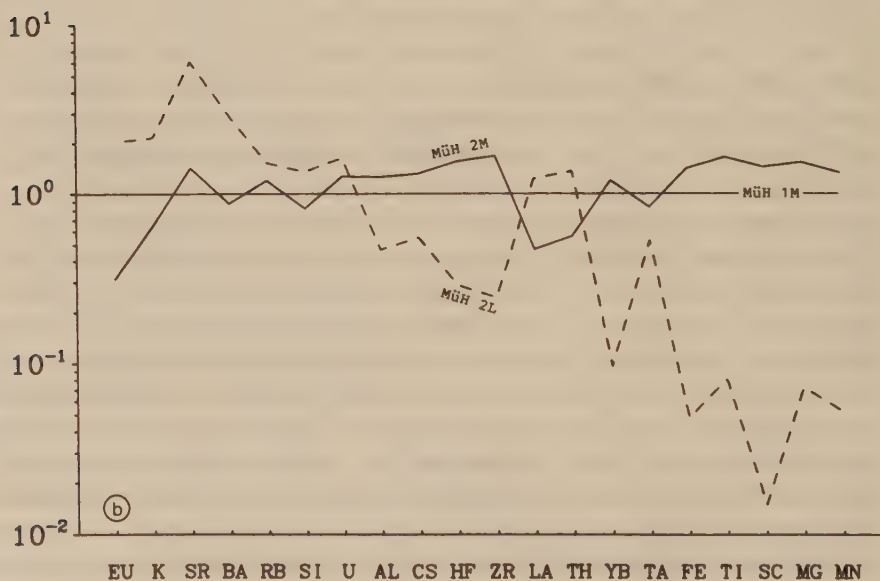
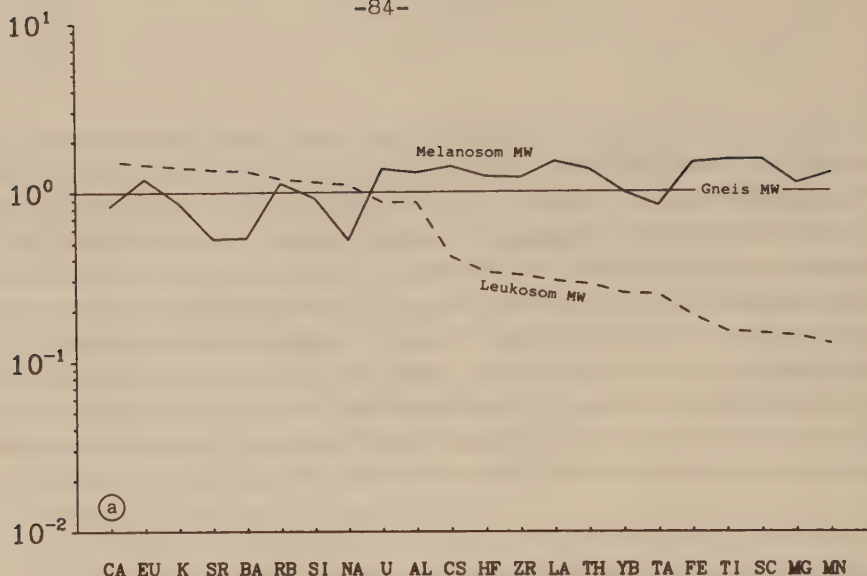


Abb.13: a) Normierte Elementgehalte in den Leukosomen und Melanosomen des Bayerischen Waldes (ohne Lok. Mühlberg); Normierungsgrundlage ist der Gneis;
 b) Normierte Elementgehalte im Leukosom MÜH 2L und im Melanosom MÜH 2M der Lok. Mühlberg; Normierung auf das Melanosom MÜH 1M;

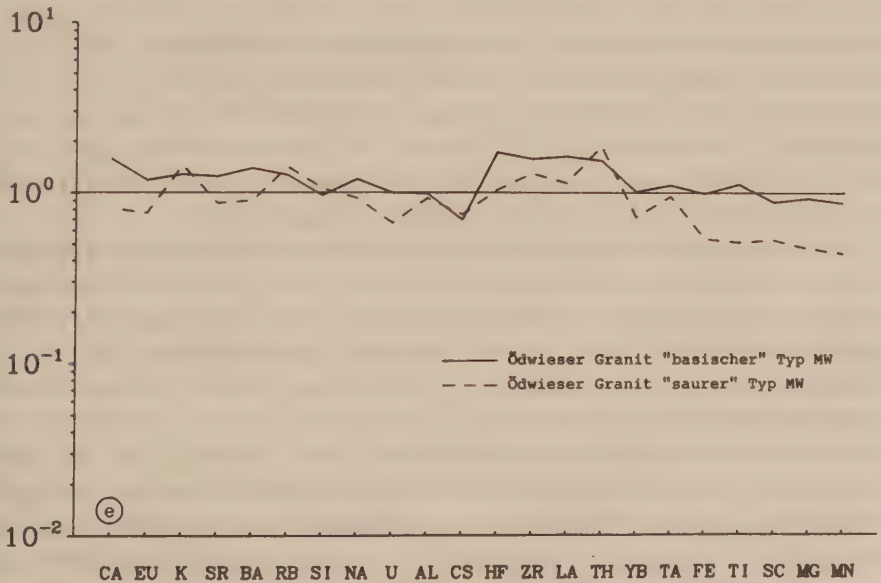
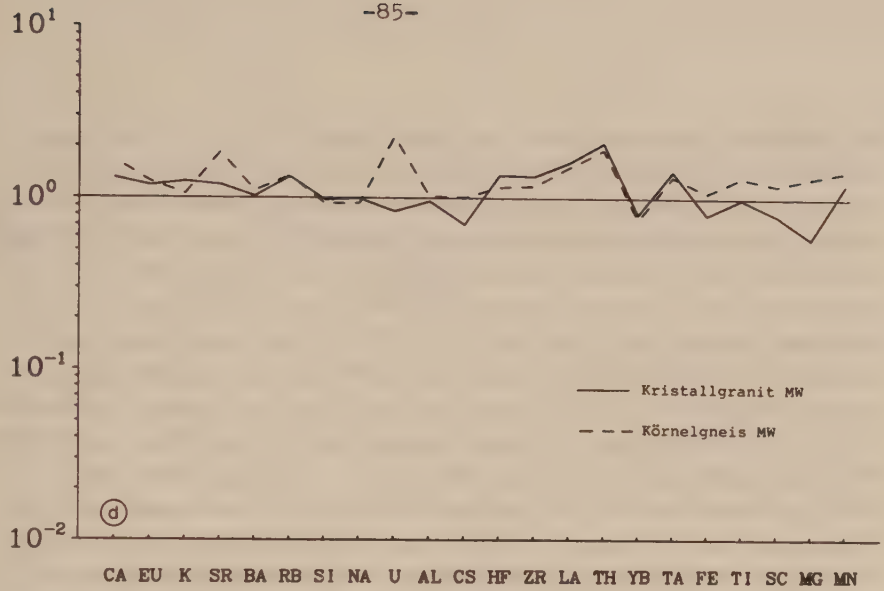


Abb.13: d) Normierte Elementgehalte im Kristallgranit und im Körnelgneis; Normierung auf Anatexit;
 e) Normierte Elementgehalte im "basischen"- und "sauren" Typ des Ödwieser Granites; Normierung auf Perlgneis;

Im nächsten Diagramm (Abb.13b, S.84) sind die Proben der Lokalität Mühlberg dargestellt. Eingetragen sind die Verteilungsmuster für die Proben MÜH 2L und 2M (gleiche Elementanordnung auf der Abszisse wie zuvor; die Elemente Ca und Na sind jedoch nicht enthalten, da deren Konzentrationen in beiden Proben, mit Ausnahme von Na in der Probe MÜH 2L, unterhalb der Nachweisgrenzen liegen). Normiert ist auf MÜH 1M. Die chemische Analyse dieser Probe, sowie deren Lage im AlkFM- Dreieck (S.78) ist so zu verstehen, daß es sich hierbei um ein Gestein handelt, welchem bereits Teilschmelze entzogen worden ist. Im Fall der Lokalität Mühlberg liegt also die Möglichkeit vor, zu untersuchen, wie sich die Elemente bei einer weiterreichenden, gesteigerten Aufschmelzung auf Leukosom (MÜH 2L) und Melanosom (MÜH 2M) verteilen. Obwohl für MÜH 2L ein unregelmäßiges Verteilungsmuster vorliegt, ist dieses durchaus mit dem der zuvor gezeigten Leukosome vergleichbar, d.h. das Elementverhalten bei der hier vorliegenden gesteigerten Anatexis ist im wesentlichen unverändert. Das weitere Auseinanderrücken der Verteilungsmuster für MÜH 2L und 2M zeigt an, daß eine noch stärkere Fraktionierung zahlreicher Elemente stattgefunden hat. Analog zur vorhergehenden Abbildung zeigt auch hier das Melanosom im allgemeinen ein zum Leukosom entgegengesetzt verlaufendes Verteilungsmuster.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Abbildungen besteht allerdings im Verhalten der LSEE und des Thoriums. Während in Abbildung 13a alle SEE und Th im Leukosommittelwert deutlich verarmt sind, gilt dies für die Lokalität Mühlberg (Abb.13b) nur für die SSEE, denn hier liegen die LSEE sowie Th im Leukosom angereichert vor.

Anhand der bekannten Konzentrationen in Paläosom, Leukosom und Melanosom ist es möglich, mit Hilfe der Elemente welche bei der Aufschmelzung eine Fraktionierung erfahren, den Schmelzanteil zu bestimmen. Es ergibt sich dabei im Mittel für die ausgewählten Proben ein Schmelzanteil von etwa einem Drittel. Im Falle der Lokalität Mühlberg, wo die Probe MÜH 1M bereits ein Gestein darstellt, welchem eine Teilschmelze entzogen worden ist, errechnet sich für den weiterreichenden kontinuierlichen anatektischen Prozeß ebenfalls ein Schmelzanteil von etwa einem Drittel.

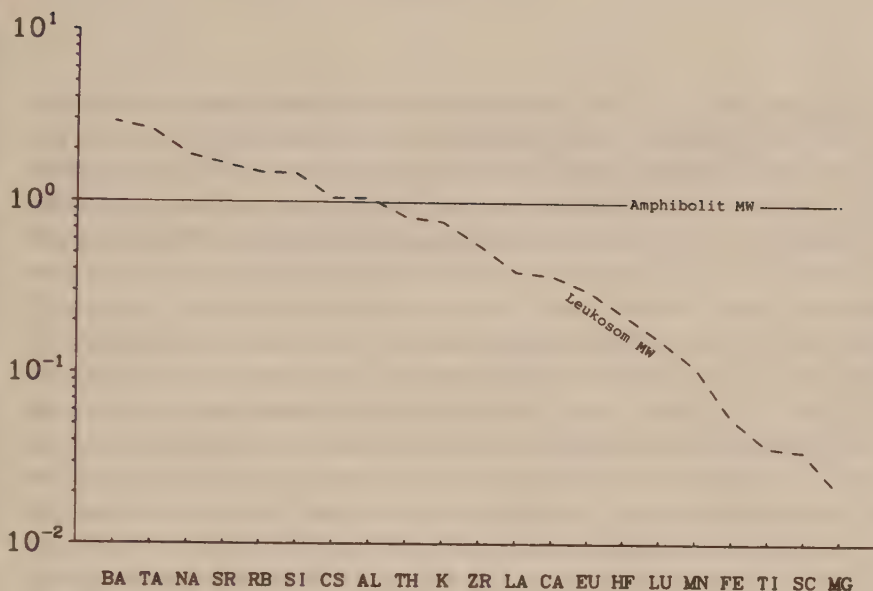


Abb.13: c) Normierte Elementgehalte in den Leukosomen des Waldviertels; als Normierungsgrundlage dient der Amphibolit;

Das Verteilungsmuster des Leukosommittelwertes aus dem Waldviertel wird in Abbildung 13c dargestellt. Normiert ist auf das Ausgangsgestein der Anatexis, den Amphibolit (Mittelwert). Ein Vergleich der hier festgelegten Elementanordnung nach Krusteninkompatibilität mit der bei der Anatexis granitoider Kruste im Bayerischen Wald zeigt, daß sich für viele Elemente eine Übereinstimmung der Elementreihenfolge ergibt. Dies bedeutet, daß unabhängig von der chemischen Zusammensetzung des jeweiligen Krustenmaterials (Gneis bzw. Amphibolit) sich zahlreiche Elemente bei der teilweisen Aufschmelzung gleich verhalten. In den Teilschmelzen sind diejenigen Elemente angereichert, welche in Plagioklas und Quarz enthalten sind (Ba, Na, Sr, Rb und Si). Nahezu gleiche Konzentrationen in Leukosom und Paläosom ergeben sich für Cs und Al. An den restlichen Elementen ist das Leukosom verarmt. Eine starke Abweichung zum Elementverhalten bei der Anatexis granitoider Kruste zeigen allerdings die Elemente Ta, Ca, Eu, weniger deutlich auch Kalium. Während sich die Elemente Ca und Eu

bei der Anatexis saurer Kruste höchst inkompatibel verhalten (in der Teilschmelze also anreichern), zeigen die Teilschmelzen der basischen Kruste eine deutliche Verarmung an diesen Elementen. Ca und Eu sind in den Gneisen an Phasen gebunden, welche aufschmelzen (Plagioklas und Alkalifeldspat), während diese Elemente in den Amphiboliten vermutlich überwiegend in Mineralen enthalten sind, welche nicht in die Schmelze übergehen (Amphibol, daneben Pyroxen). So beträgt der Eu- Verteilungskoeffizient (Mittelwert) in basischen Schmelzen für Plagioklas 0.32 und für Amphibol 1.0. Tantal ist in den Teilschmelzen der granitoiden Kruste gegenüber dem Paläosom verarmt, da der Haupttantalträger Ilmenit im Melanosom zurückbleibt. Demgegenüber zeigt Tantal in den Teilschmelzen der basischen Kruste eine deutliche Anreicherung. Es muß nun gefolgert werden, daß hier bei der Anatexis ein Ta- haltiges Mineral in die Schmelze übergegangen ist. Die Leukosome bestehen fast ausschließlich aus Plagioklas und Quarz. Die Erzphasen, welche in erster Linie als Ta- Träger in Frage kommen, sind jedoch im Melanosom angereichert. Da im Leukosom KRO 1L (welches in Abb.13c nicht dargestellt ist) Ta gegenüber dem Melanosom KRO 1M deutlich verarmt ist, dieses Element also hier ein gerade entgegengesetztes Verhalten zeigt, wird angenommen, daß Ta im wesentlichen an eine akzessorische Phase gebunden ist, welche im festen Zustand in die Schmelze übernommen werden kann (näheres zum Verhalten akzessorischer Phasen bei der Anatexis siehe S.102 ff).

Darstellung der Verteilungskurven für den Kristallgranit, Körnelgneis und Ödwieser Granit, sowie für die diskordanten Magmatite des Regensburger Waldes:

In Abbildung 13d (S.85) sind das Kristallgranit- und Körnelgneis-Elementverteilungsmuster dargestellt. Der Anatexit als Rahmengestein stellt die Normierungsgrundlage dar (Reihenfolge der Elemente wie bei der Anatexis der granitoiden Kruste).

Für eine Anzahl von Elementen - sowohl krustenkompatible wie auch inkompatible - ergeben sich für den Kristallgranit und den Anatexit vergleichbare Konzentrationswerte. Einige mantelinkompatible Elemente jedoch (z.B. La, Th, Zr, K), weisen im

Kristallgranit gegenüber dem Anatexit erhöhte Konzentrationswerte auf (vgl. Tab.12b S.73). Das Verteilungsmuster für die Übergangszone Körnelgneis ist weitgehend identisch mit dem des Kristallgranites. Eine Ausnahme bilden die Elemente Sr, U, Fe, Ti, Sc und Mg, deren Konzentrationen im Körnelgneis stets höher sind als im Kristallgranit.

Abbildung 13e (S.85) stellt das entsprechende Diagramm für die Granitisation im Gebiet St. Englmar dar. Hier eingezeichnet sind die Verteilungsmuster für den "basischen-" und "sauren" Typ des Ödwieser Granites. Normiert ist auf das Rahmengestein Perlgneis. Analog zum Kristallgranit und Anatexit ergeben sich für den "basischen" Typ des Ödwieser Granites bei einer Reihe von Elementen mit dem Perlgneis vergleichbare Konzentrationswerte. Elemente, die im Kristallgranit gegenüber seinem Rahmengestein Anatexit in unterschiedlichen Konzentrationen vorliegen, sind auch hier im vergleichbaren Maße in ihren Werten verändert. Im "basischen" Typ des Ödwieser Granites liegen gegenüber dem Perlgneis höhere Konzentrationen an Ca, Eu, K, Sr, Ba und Na vor, während der "saure" Typ leicht erniedrigte Werte zeigt (Ausnahme: Kalium). Auch ein Großteil der übrigen Elemente weist niedrigere Konzentrationswerte auf als der "basische" Typ. Lediglich die Elemente K, Rb, Si, Cs und Th sind im "sauren" Typ geringfügig angereichert.

Die Verteilungsmuster der diskordanten Granite des Regensburger Waldes sind im Diagramm 13f (S.90) enthalten. Die Normierungsgrundlage stellt das hier vorliegende Krustengestein, der Anatexit dar.

Die drei Granittypen zeigen Verteilungsmuster, die einander durchaus ähnlich sind. Allerdings liegen für die Mehrheit der Elemente im Granitporphyr und besonders im kk Granit niedrigere Konzentrationswerte vor. Die Muster der beiden letztgenannten Gesteine decken sich nicht mit den vorhergehenden für die anatektischen Krustenteilschmelzen und auch nicht mit denen für den Kristallgranit und Ödwieser Granit.

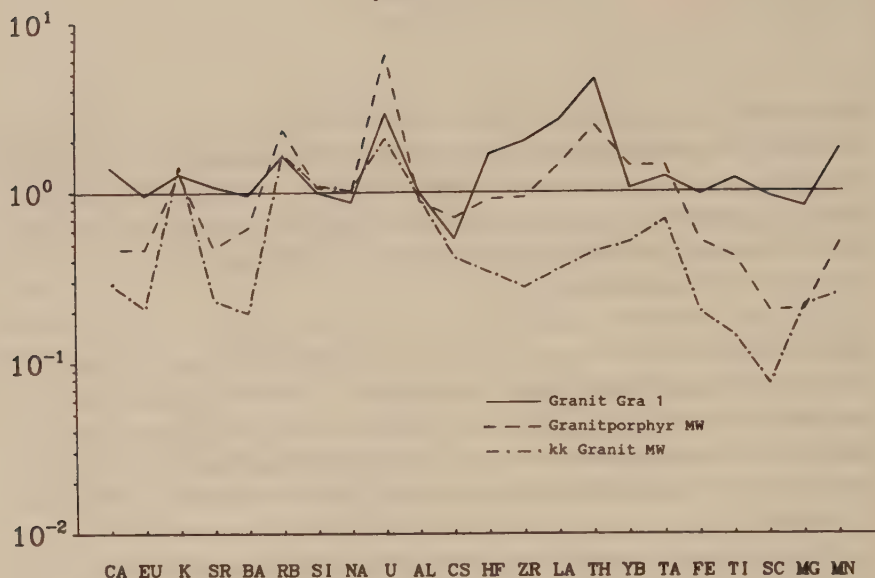


Abb.13: f) Normierte Elementgehalte im Granit Gra 1, im Granitporphyr und im kleinkörnigen Granit; Normierungsgrundlage ist der Anatexit;

Während besonders der kk Granit bei den kompatiblen Elementen - analog zu den Leukosomen - eine deutliche Verarmung zeigt, sind im Gegensatz dazu allerdings auch die inkompatiblen Elemente - mit Ausnahme des Kaliums - in ihren Konzentrationen erniedrigt. Demgegenüber ist das Verteilungsmuster für den Granit Gra 1 sowohl mit dem des Kristallgranites als auch mit dem des Ödwieser Granites ("basischer" Typ) im wesentlichen vergleichbar.

5.4.5. CHONDRITNORMIERTE SEE- VERTEILUNGSMUSTER DER GESTEINE:

In den nächsten Abbildungen 14 a-i sind die SEE- Gehalte der zum Arbeitsgebiet "Anatexis und Granitisation" gehörenden Gesteine chondritnormiert dargestellt. Um den Bezug zum jeweiligen Rahmen- gestein zu gewährleisten, ist dieses weitgehend in die Abbildungen mit einbezogen. Ferner ist ein einheitlicher Normierungsbereich von 1- 400 angegeben.

Innerhalb der einzelnen Gesteinsgruppen, welche dem Gebiet "Granitisation" angehören zeigen die Proben SEE- Konzentrationen, die nur wenig voneinander abweichen (siehe chem. Analysen Anhang S.137ff). Deshalb kann hier auf die Darstellung der einzelnen SEE- Verteilungsmuster verzichtet werden und es sind lediglich die chondritnormierten Mittelwerte der einzelnen Gruppen dargestellt.

Demgegenüber zeigen die SEE- Gehalte der Proben des Arbeits- gebietes "Anatexis" - besonders diejenigen, welche die Aufschmelzung granitoider Kruste betreffen - deutliche Abweichungen. Um diese hervorzuheben, ist es notwendig, die SEE- Verteilungsmuster der einzelnen Proben darzulegen.

Anatexis der granitoiden Kruste (Paragneise) im Bayerischen Wald:

Abb. 14a enthält die chondritnormierten Verteilungsmuster der Leukosome und Melanosome der Lokalität Eck, die Verteilungskurve für den Gneismittelwert, sowie das errechnete Muster für ein Leukosom bestehend aus je einem Drittel Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas (zur Berechnung der SEE- Konzentrationen dieses Leukosomes siehe S.102).

Die Muster der Melanosome sind nahezu identisch. Diese gute Übereinstimmung trifft für die Leukosome nicht zu, aber dennoch zeigen sie ähnliche Verteilungsmuster, welche sich durch eine positive Eu- Anomalie auszeichnen. Mit Ausnahme des Eu verlaufen die Muster der Melanosome und Leukosome parallel, wobei letztgenannte deutlich niedrigere normierte Gehalte aufweisen. Beim Eu hingegen berühren sich einige der Kurven.

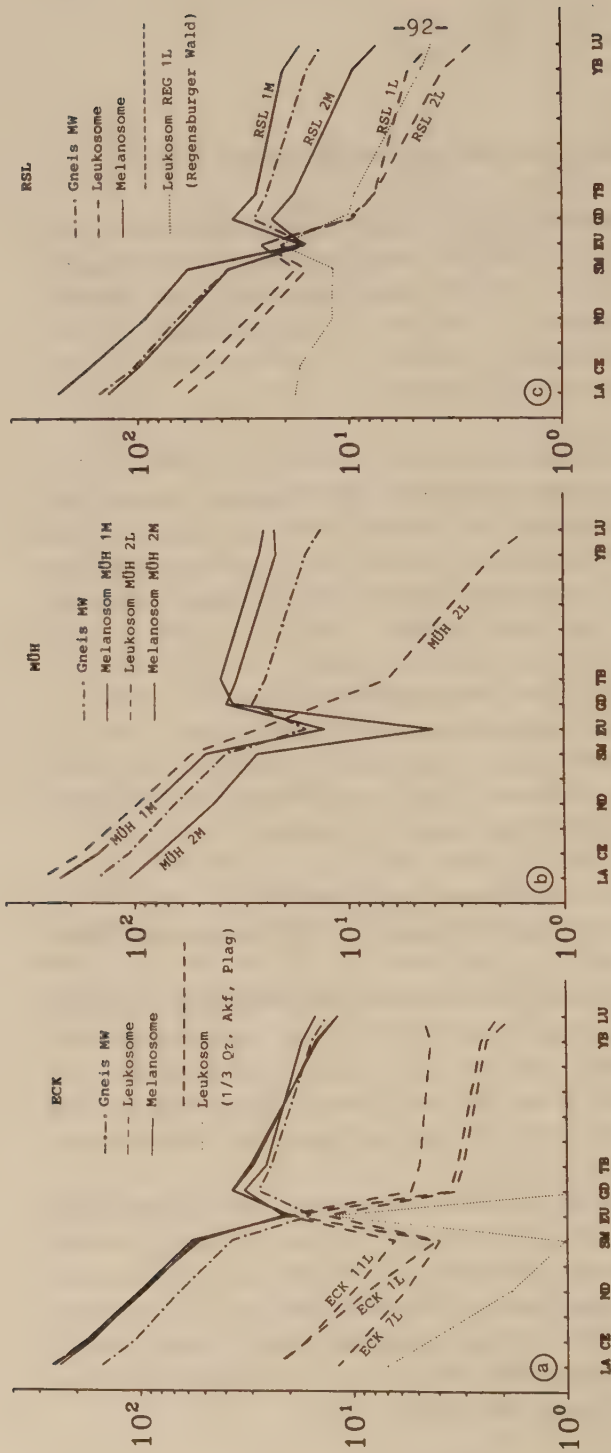


Abb.14a-c: Chondritnormierte SEE- Verteilungsmuster der Gesteine zum Arbeitsgebiet "Anatexis im Bayerischen Wald"; zusätzlich in Abb.14a: errechnetes SEE- Verteilungsmuster für ein Leukosom bestehend aus je ein Drittel Qz, Akf und Plag; $Tb_N = 0.59$; $Yb_N = 0.36$; (nähere Erläuterungen siehe Text).

a) Proben der Loc. Eck

b) Proben der Loc. Mühlberg

c) Proben der Loc. Rusel

Mit Ausnahme beim Eu ergeben sich für das errechnete Leukosom geringere Werte als für sämtliche untersuchten Leukosome des Bayerischen Waldes.

In Abb.14b sind die chondritnormierten Verteilungsmuster für die Proben der Lokalität Mühlberg, sowie das für den Gneismittelwert dargestellt.

Das Melanosom MÜH 1M zeigt einen Kurvenverlauf, welcher - mit Ausnahme von Eu - gegenüber dem für den Gneismittelwert nach oben verschoben ist. Das Melanosom MÜH 2M besitzt ein Muster, das bei den LSEE unterhalb dem von MÜH 1M und selbst dem Gneismittelwert liegt, bei den SSEE hingegen über der Verteilungskurve von Gneis und MÜH 1M. Ferner weist der Kurvenverlauf für MÜH 2M eine deutliche negative Eu- Anomalie auf. Das dazugehörige Leukosom MÜH 2L besitzt bei den LSEE die höchsten und bei den SSEE die niedrigsten Konzentrationen aller Proben dieser Lokalität. Der Kurvenverlauf von MÜH 2L zeigt keine Eu- Anomalie.

Die normierten SEE- Gehalte der Leukosome und Melanosome der Lokalität Rusel, sowie die für den Gneismittelwert sind in der folgenden Darstellung 14c eingezeichnet. Zusätzlich ist das Muster des Leukosomes aus dem Regensburger Wald enthalten.

Der Kurvenverlauf für das Melanosom RSL 1M ist gegenüber dem für den Gneismittelwert nach oben verschoben.

Der für das dazugehörige Leukosom RSL 1L ist parallel nach unten versetzt (Ausnahme Eu). Das Muster für das zweite Melanosom dieser Lokalität RSL 2M hingegen zeigt im Vergleich mit dem Gneismittelwert ähnliche Werte für die LSEE bzw. niedrigere für die SSEE.

Der Kurvenverlauf für das Leukosom aus dem Regensburger Wald liegt lediglich bei den LSEE tiefer als bei denjenigen für die Leukosome der Lokalität Rusel, im übrigen stimmen die Muster gut überein. Ähnliche Verteilungsmuster wie das Leukosom aus dem Regensburger Wald zeigen die Leukosome der Lokalität Eck.

Anatexis der basischen Kruste (Amphibolite) im Waldviertel:

In der nächsten Abbildung 14d sind die Verteilungsmuster der Paläosome 2P und 3P, die Leukosome 1L und 2L, sowie das zum Leukosom 1L dazugehörige Melanosom 1M der Lokalität Kronsegg eingezeichnet.

Die Muster für die beiden Amphibolite (KRO 2P und 3P) sind einander sehr ähnlich, unterscheiden sich aber wesentlich von denen der Paragneise im Bayerischen Wald. Am deutlichsten sind die Unterschiede im LSEE- Gehalt. Während der chondritnormierte Wert für La in den Gneisen 152 beträgt (= 49.9 ppm La), liegt der Wert für dieses Element in den Amphiboliten lediglich bei 19 (= 6.4 ppm La). Demgegenüber ergibt sich für die SSEE nur ein geringer Unterschied (Yb_N im Gneis = 16 (= 3.45 ppm Yb), Yb_N im Amphibolit = 13 (= 2.76 ppm Yb)). Zudem ist die negative Eu- Anomalie in den Gneisen stärker ausgeprägt als in den Amphiboliten (Eu/Eu^* im Gneis = 0.50, gegenüber Eu/Eu^* von 0.84 im Amphibolit).

Die Verteilungsmuster der Paläosome zeichnen sich durch nahezu konstante chondritnormierte Werte für alle SEE, sowie schwache negative Eu- Anomalien aus. Der Kurvenverlauf für das Leukosom 2L weist gegenüber denen für die Paläosome besonders bei den SSEE deutlich niedrigere Werte auf, während sich für die LSEE eine Annäherung ergibt. Das Muster für das Leukosom 2L besitzt eine geringe positive Eu- Anomalie.

Der Kurvenverlauf des Melanosomes 1M zeigt gegenüber den Paläosomen leicht erhöhte normierte Gehalte an LSEE, sowie geringfügig erniedrigte an SSEE. Das Verteilungsmuster für das zum Melanosom 1M gehörende Leukosom KRO 1L zeigt gegenüber dem für KRO 2L deutlich höhere LSEE- Werte.

Abb. 14e enthält die normierten SEE- Gehalte für das Paläosom 1P und das Leukosom 1L der Lokalität Burg Hartenstein.

Im Gegensatz zu den Mustern für die Paläosome aus dem Steinbruch Kronsegg sind hier die chondritnormierten LSEE- Gehalte gegenüber den SSEE erhöht, so daß sich ein zu den SSEE hin abfallender Kurvenverlauf ergibt, welcher keine Eu- Anomalie aufweist. Das Muster für das Leukosom 1L ist zu deutlich niedrigeren Werten

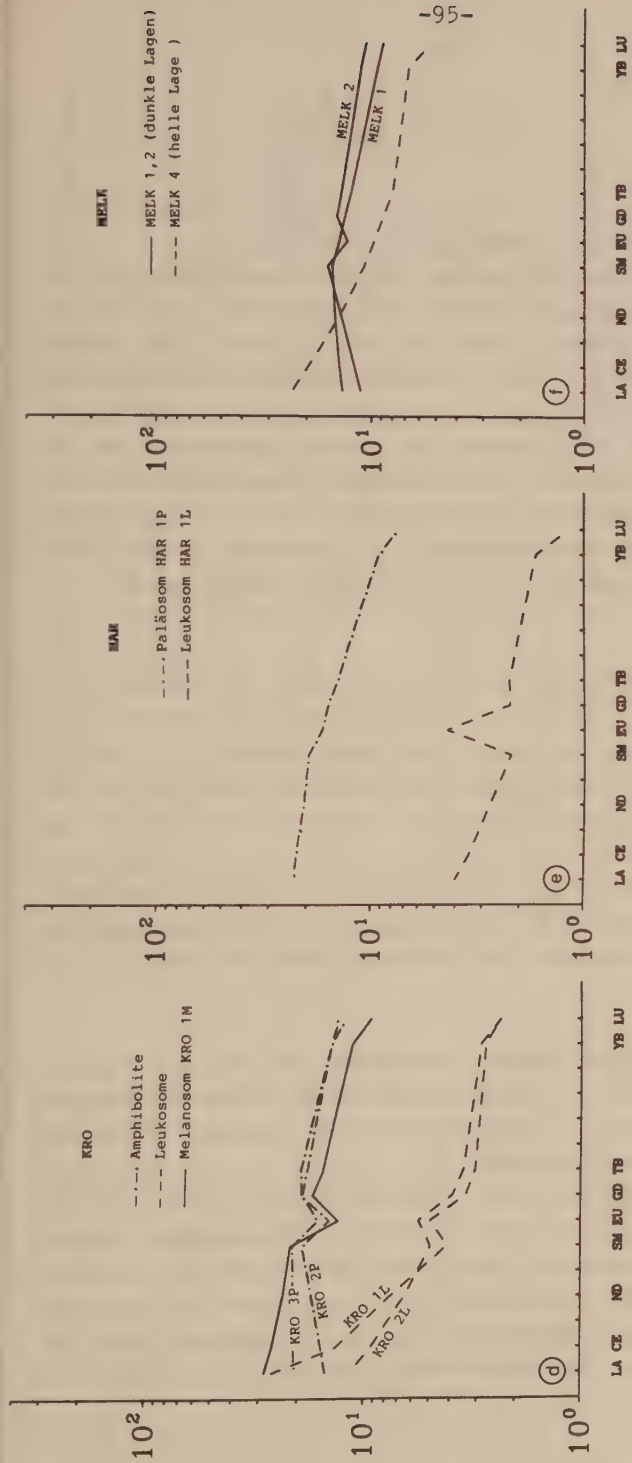


Abb.14d,e: Chondritnormierte SEE- Verteilungsmuster der Gesteine zum Arbeitsgebiet "Anatexis im Waldviertel";
 d) Proben der Loc. Steinbruch Kronsegg
 e) Proben der Loc. Burg Hartenstein

Abb.14f: SEE- Verteilungsmuster der Proben der Loc. Melk;

verschoben und besitzt eine positive Eu- Anomalie.

Die Verteilungsmuster für die hellen und dunklen Gesteinslagen der Lokalität Melk sind in Abb. 14f dargestellt.

Die Muster für die beiden Kurven der dunklen Lagen stimmen mit denen der Paläosome der Lokalität Kronsegg überein, ihre chondritnormierten Werte liegen lediglich etwas tiefer. Das Muster für die hellen Lagen liegt bei den LSEE höher und bei den SSEE tiefer als bei den dunklen Lagen. Zudem zeigt es keine Eu- Anomalie. Dieses normierte SEE- Muster der hellen Gesteinslagen ist somit mit keinem der Leukosome vergleichbar. Sowohl von der Form der Muster wie auch in deren Lagebeziehung zu denen der Amphibolite heben sich in dieser Abbildung - wie bereits in den zuvor gezeigten - die hellen Lagen deutlich von den Leukosomen ab.

Granitisation im Regensburger Wald und im Gebiet St. Englmar:

Abbildung 14g enthält die normierten SEE- Kurven für die zum Arbeitsgebiet "Granitisation Regensburger Wald" gehörenden Gesteine (jeweils Mittelwerte): Kristallgranit, Körnelgneis und Anatexit.

Die Verteilungsmuster für den Kristallgranit und den Körnelgneis sind identisch und zeichnen sich gegenüber dem Rahmengestein durch eine Erhöhung der LSEE bei gleichzeitiger Erniedrigung der SSEE aus.

In Abbildung 14h sind die Verteilungskurven für die zum Arbeitsgebiet "Granitisation St. Englmar" gehörenden Gesteine Ödwieser Granit (untergliedert in "basischen-" und "sauren" Typ) mit Rahmengestein Perlgneis dargestellt.

Das Verteilungsmuster für den "basischen" Typ des Ödwieser Granites liegt bei den LSEE deutlich über dem Perlgneis, während bei den SSEE diese übereinstimmen. Das Muster für den "sauren" Typ ist parallel zum "basischen" Typ nach unten verschoben. Während es so für die LSEE im Vergleich zum Perlgneis ähnliche Werte aufweist, liegen die Gehalte der SSEE unterhalb denen des Perlgneis.

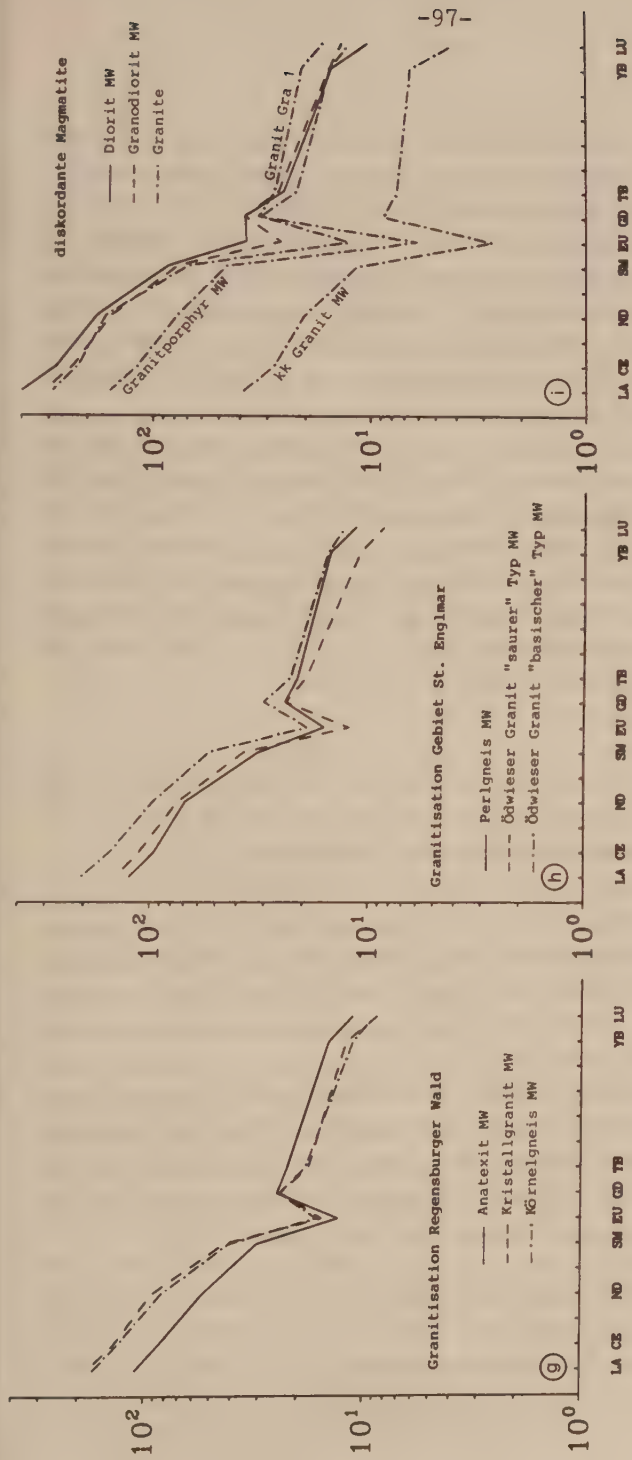


Abb.14g,h: Chondritnormierte SEE- Verteilungsmuster zum Arbeitsgebiet "Granitisation";

g) Proben aus dem Regensburger Wald

h) Proben aus dem Gebiet St. Englmar

Abb.14i: SEE- Verteilungsmuster der diskordanten Magmatite des Regensburger Waldes;

In der letzten chondritnormierten Darstellung 14i sind die Mittelwerte der SEE- Konzentrationen in den diskordanten Magmatiten des Regensburger Waldes enthalten.

Die höchsten Werte an LSEE der hier dargestellten Proben und aller in dieser Arbeit untersuchten Proben weisen die Diorite auf. Danach folgen der Granodiorit und der Granit. Für die SSEE ergeben sich bei diesen drei Gesteinstypen sehr ähnliche Werte. Die negative Eu- Anomalie, welche bereits die Diorite zeigen, nimmt deutlich zu. Der Granitporphyr besitzt ein Verteilungsmuster, das bei den LSEE tiefer liegt und bei dem die negative Eu- Anomalie noch stärker ausgeprägt ist. Jedoch sind hier die SSEE im Vergleich zu den zuvor genannten Gesteinen angereichert. Der Kurvenverlauf des feinkörnigen Granites ist bei allen Elementen zu deutlich geringeren Werten gegenüber dem Granitporphyr verschoben und weist somit die niedrigsten SEE- Konzentrationen aller diskordanten Magmatite auf.

5.5. INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

Eine Vielzahl magmatischer Gesteine - einschließlich deren hochmetamorpher Rahmengesteine - des Bayerischen Waldes wurde eingehend geochemisch untersucht. Dabei zeigt sich, daß zwischen diesen Magmatiten z. T. erhebliche geochemische Unterschiede bestehen. Die nachfolgende Tabelle zeigt, daß die Entstehung der Granite des Vorderen Bayerischen Waldes in einen engen geologischen Zeitraum fällt. Um diese Granite einem geologischen Ereignis im Varistikum genetisch zuordnen zu können, ist es sicher notwendig neben einer einfachen Anatexis granitoider Kruste weitere Prozesse mit in Betracht zu ziehen.

Gestein	Alter(M.a.)	Methode	Sr87/ Sr86
<u>Hinterer Bayerischer Wald:</u>			
Paragneise	471± 20	Rb/Sr- Gestein	0.7096± 0.0011
Leukosome-	313± 15	Rb/Sr- Gestein	0.727± 0.001
Melanosome Eck			
Leukosome-	319± 50	Rb/Sr- Gestein	ca. 0.717
Melanosome Rusel			
<u>Vorderer Bayerischer Wald:</u>			
Anatexite	ca. 450	Rb/Sr- Gestein	ca. 0.710
Kristallgranit 1	349± 11	Rb/Sr- Gestein	0.7076± 0.0005
Kristallgranit 1	317	U/Pb- Monazit	
Kristallgranit 1	316	U/Pb- Zirkon	
Ödwieser Granit	321	U/Pb- Zirkon	
Ödwieser Granit	318	U/Pb- Monazit	
Diorit	335± 12	Rb/Sr- Gestein	0.7076± 0.003
kk Granit	320	U/Pb- Monazit	

Tab.13: Altersdatierungen und Sr- Isotopenanfangsverhältnisse von Gesteinen des Bayerischen Waldes;
(Rb/Sr- Daten der Gesteine des Hinteren Bayerischen von GRAUERT et al.,1974; Rb/Sr- Analysen der Gesteine des Vorderen Bayerischen Waldes von KÖHLER und MÜLLER-SOHNUS, 1985, 1986; U/Pb- Mineralanalysen von SCHULZ, freundliche mündliche Mitteilung);

Das Ziel der Untersuchungen in Niederösterreich besteht darin, das Verhalten der Elemente bei der Aufschmelzung basischer Gesteine zu studieren, um somit die Möglichkeit zu erhalten, dieses Verhalten mit dem bei der Anatexis granitoider Gesteine zu vergleichen.

Damit ist zudem die Möglichkeit gegeben, eventuelle Einflüsse basischer Kruste in tieferen Bereichen des Bayerischen Waldes (falls vorhanden) mit in diese genetischen Betrachtungen einzubeziehen. Um solch geochemisch begründeten Modelle entwickeln zu können, ist es zum einen notwendig, neben den Hauptelementen auch

eine Reihe von Spurenelementen (unter anderem die SEE) zu analysieren. Daneben ist es aber auch erforderlich, diese Daten in einer geeigneten und vielfältigen Art darzustellen.

Diese geforderte Notwendigkeit wird bestätigt durch die Darstellung der Leukosome und Granite in den normativen Qz- Ab- Or-Dreiecken der Abbildung 11 (S.76). Hierbei deckt sich die Lage der Punkte für die Granite und die der Leukosome (mit den beiden bekannten Ausnahmen) des Bayerischen Waldes.

Deutlich davon getrennt sind die Teilschmelzprodukte der Amphibolite. Die vergleichsweise sehr niedrige Or- Komponente in diesen Leukosomen ist dadurch bedingt, daß die Amphibolite kaliumarm sind (Mittelwert = 0.64 Gew. %).

Die alleinige Betrachtung der Leukosome und Granite im normativen Qz- Ab- Or- Dreieck und damit verbunden nur die Berücksichtigung einiger Hauptelemente legt die Folgerung nahe, daß die Granite des Bayerischen Waldes als Teilschmelzprodukte der granitoiden Kruste betrachtet werden können.

Die nun folgende Diskussion unter Berücksichtigung aller analysierten Elemente wird aber zeigen, daß diese einfache Annahme der genetischen Entwicklung der granitoiden Gesteine in diesem Krustenbereich nicht gerecht wird.

5.5.1. DISKUSSION DES GEOCHEMISCHEN VERHALTENS DER ANALYSIERTEN ELEMENTE BEI DER ANATEXIS

Als erster Schritt wird zunächst das Verhalten der Elemente bei der Anatexis - sowohl von granitoider als auch von basischer Kruste - zur Diskussion gebracht. Diese Teilschmelzbildung ist ein vergleichsweise einfacher genetischer Vorgang. Da zudem überschaubare Beziehungen zwischen Paläosomen, Leukosomen und Melanosomen in den Arbeitsgebieten vorliegen, ist eine eindeutige Aussage möglich, wie sich die Elemente bei diesem Prozeß verhalten. Dieser Kenntnisstand wird anschließend in komplexere genetische Modelle zur Entstehung der granitoiden Gesteine einbezogen.

Bei der Anatexis granitoider und basischer Kruste ergibt sich für viele Elemente eine deutliche Fraktionierung. Dabei zeigen diese Elemente in beiden Fällen eine weitgehend übereinstimmende Krustenkompatibilität bzw. -inkompatibilität.

Wie bereits gezeigt, wird das Elementverhalten bei der Anatexis dadurch bestimmt, welche Phasen in die Schmelze übergehen und welche im Melanosom zurückbleiben. Als in die Schmelze übergehende Hauptphasen kommen bei der Anatexis granitoider Kruste Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas in Betracht. Bei der Anatexis der kaliumarmen basischen Kruste sind es Quarz und Plagioklas.

Inwieweit akzessorische SEE- reiche Phasen bei der Anatexis der Gneise beteiligt sein müssen, verdeutlichen die entsprechenden chondritnormierten SEE- Verteilungsmuster auf Seite 92 (die Berechnung der modalen Anteile dieser Minerale findet sich auf S.102 ff).

5.5.1.1. ANATEXIS DER PARAGNEISE IM BAYERISCHEN WALD

Die Teilschmelzprodukte der Paragneise im Bayerischen Wald weisen deutlich verschiedene SEE- Verteilungsmuster auf. Die modale Zusammensetzung dieser Leukosome hinsichtlich ihrer Hauptkomponenten Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas unterliegt einer gewissen Variation, doch kann diese die sehr deutlichen Unterschiede der SEE- Konzentrationen aufgrund der niedrigen Gehalte in den Feldspäten (Ausnahme Eu; siehe Berechnung folgende Seite) nicht erklären. Für die Deutung dieser Verteilungsmuster erweist sich die Kenntnis über die Elementgehalte der Mineralphasen in diesem Krustengestein, welches der Anatexis unterworfen wird, als sehr nützlich. Aus dem Teilarbeitsbereich "das Verhalten der Elemente bei der Metamorphose", liegen bereits INAA- Analysen von 8 Mineralen aus einem Paragneis vor (MET 23). Die Verteilungskurven der Leukosome der Lokalität ECK und das Leukosom REG 1L aus dem Regensburger Wald (Abb.14a,c S.92) sind geprägt vom Verteilungsmuster der Feldspäte (niedrige SEE- Konzentrationen mit abfallenden chondritnormierten Werten von den LSEE zu den SSEE, verbunden mit einer positiven Eu- Anomalie). Die deutlichste Abweichung hiervon zeigt MÜH 2L (Abb.14b) dessen

steilstehendes, LSEE- angereichertes und Eu- anomaliefreies Verteilungsmuster nichts mit den erstgenannten gemein hat. Eine Lage zwischen diesen beiden Extrema nehmen die Verteilungsmuster der Leukosome der Lokalität Rusel ein (Abb.14c).

Da die Hauptphasen die aufgezeigten Unterschiede nicht bewirken können, ist es notwendig, akzessorische Minerale, die eine wichtige Rolle als SEE- Träger spielen, in die Diskussion miteinzubeziehen.

Auf den nächsten Seiten erfolgt nun eine rechnerische Abschätzung, welche Mengen an Akzessorien erforderlich sind, um die vorliegenden SEE- Konzentrationsunterschiede zu erklären.

Bereits die Leukosome der Lokalität ECK zeigen - wenn auch vergleichsweise nur geringfügige - Unterschiede in den SEE- Verteilungskurven.

Bei alleiniger Berücksichtigung der Phasen Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas in den Leukosomen ergeben sich für die SEE unter Verwendung der INAA- Analysenwerte für den Alkalifeldspat und Plagioklas aus der Gneisprobe MET 23 (S.35) sowie der Annahme einer anatektischen Schmelzzusammensetzung von jeweils 1/3 modaler Komponente folgende Konzentrationen:

La (als Vertreter der LSEE) 2.3 ppm, Eu 1.05 ppm und Yb (als Vertreter der SSEE) 0.08 ppm; ferner für Th 0.38 ppm, Hf 0.27 ppm und Sc 0.13 ppm (hierbei ist vorausgesetzt, daß alle genannten Elemente im Quarz nicht enthalten sind).

Damit liegen die SEE- Konzentrationen sämtlicher Leukosome mit Ausnahme des Europiums deutlich über den errechneten Werten (siehe Abb.14a-c S.92).

Die Proben ECK 1L und 11L weisen vergleichbare La- Konzentrationen von 7.8 bzw. 7.5 ppm auf und liegen damit um 5.5 bzw. 5.2 ppm über der errechneten Konzentration.

Monazit stellt im hochmetamorphen Ausgangsmaterial den akzessorischen LSEE-Träger dar (La= 96300 ppm). Diese Phase ist zugleich der wesentlichste Th- Träger (Th= 29300 ppm) mit einem Th/ La- Konzentrationsverhältnis von 0.3). Damit ergibt sich rechnerisch für eine Erhöhung der La- Werte um 5.5 bzw. 5.2 ppm eine damit verbundene Zunahme der Th- Konzentrationen um 1.7 (=0.3 • 5.5) bzw. 1.6 ppm (=0.3 • 5.2 ppm). Dies stimmt in etwa mit

der tatsächlich um 1.3 bzw. 1.4 ppm erhöhten Th- Konzentration in den Leukosomen ECK 1L und 11L überein und ergibt einen - anhand der Th- Werte - errechneten Monazitanteil von 0.0045 bzw. 0.0048 Gew. %.

Während die LSEE- Konzentrationen für ECK 1L und ECK 11L vergleichbar sind, ergeben sich für ECK 11L höhere Werte für die SSEE (ECK 1L: Yb 0.55 ppm, ECK 11L: Yb 0.95 ppm). Mit dieser Yb- Konzentration liegt das Leukosom ECK 1L bereits deutlich über dem errechneten Wert von 0.08 ppm. Der berechnete Monazitanteil von 0.0045 Gew. % bewirkt lediglich eine Erhöhung um 0.01 auf 0.09 ppm Yb. Berücksichtigt man ferner, daß die Hf- und Sc- Werte gegenüber den errechneten Konzentrationen ebenfalls erhöht sind (Hf 1.12 ppm gegenüber 0.27 ppm und Sc 0.90 gegenüber 0.13 ppm) und diese Elemente in den SSEE- Trägern Zirkon (Hf) bzw. Granat (Sc) konzentriert sind, so ergibt sich für die daraus errechnete Zr- Komponente von 0.05 Gew. % eine Yb- Erhöhung um 0.05 ppm und für die Granatkomponente (0.22 Gew. %) eine Erhöhung um 0.25 ppm. Daraus resultiert ein errechneter Yb- Gesamtwert von 0.39 gegenüber der tatsächlichen Konzentration von 0.55 ppm.

Die Probe ECK 11L weist noch höhere Hf- und Sc- Werte auf (Hf 2.59 gegenüber 0.27 ppm und Sc 2.31 gegenüber 0.13 ppm). Die errechnete Zr- Komponente von 0.15 Gew. % bewirkt eine Yb- Erhöhung um 0.13 ppm und die Granatkomponente von 0.6 Gew. % eine Zunahme von 0.73 ppm. Somit ergibt sich eine errechnete Gesamtkonzentration an Yb von 0.87 ppm (einschl. Monazitbeitrag von 0.01 ppm) gegenüber dem analysierten Wert von 0.95 ppm.

Analoge Berechnungen lassen sich ebenfalls für die übrigen Leukosome durchführen. Die Ergebnisse sind mit den vorhergehenden für ECK 1L und 11L in Tabelle 14 auf der folgenden Seite zusammengefaßt (in den Dünnschliffen der Leukosome ECK 1L und MÜH 2L - für die übrigen Leukosome sind lediglich Probenpulver von Herrn Prof. Grauert vorhanden - konnten Monazit und Zirkon nachgewiesen werden. Im Leukosom MÜH 2L ist Granat zu finden. Der Dünnschliffbefund in diesem Leukosom wird so verstanden, daß Teile des Melanosoms (mit Granat) in die Schmelze übernommen worden sind. Zusätzlich sind in den Leukosomen Sillimanit, Biotit, Erz und Cordierit enthalten).

	ECK 1L	La	Eu	Yb	ECK 7L	La	Eu	Yb
Gemessener Wert:		7.8	1.51	0.55		3.9	1.03	0.52
Wert für 1:1:1 :		2.3	1.05	0.08		2.3	1.05	0.08
△1		5.5	0.46	0.47		1.6	0.02	0.44
Monazit	0.0045%	4.3	0.02	0.01	0.0025%	2.4	0.01	0.01
Granat	0.22%	0.04	0.00	0.26	0.21%	0.04	0.00	0.25
Zirkon	0.05%	0.02	0.00	0.04	0.03%	0.01	0.00	0.03
△2		4.36	0.02	0.31		2.45	0.01	0.29

	ECK 11L	La	Eu	Yb	MÜH 2L	La	Eu	Yb
Gemessener Wert:		7.5	1.61	0.95		90.1	2.02	0.46
Wert für 1:1:1 :		2.3	1.05	0.08		2.3	1.05	0.08
△1		5.2	0.56	0.87		87.8	0.97	0.38
Monazit	0.0048%	4.6	0.03	0.01	0.10%	96.3	0.55	0.29
Granat	0.62%	0.11	0.00	0.73	0.08%	0.01	0.00	0.09
Zirkon	0.15%	0.05	0.00	0.13	0.07%	0.02	0.00	0.06
△2		4.75	0.03	0.87		96.3	0.55	0.44

	RSL 1L	La	Eu	Yb	RSL 2L	La	Eu	Yb
Gemessener Wert:		19.3	1.97	1.15		24.3	2.02	0.79
Wert für 1:1:1 :		2.3	1.05	0.08		2.3	1.05	0.08
△1		17.0	0.92	1.07		22.0	0.97	0.71
Monazit	0.016%	15.4	0.09	0.05	0.027%	26.0	0.15	0.08
Granat	0.88%	0.2	0.00	1.03	0.82%	0.15	0.00	0.96
Zirkon	0.17%	0.05	0.00	0.15	0.15%	0.05	0.00	0.13
△2		15.7	0.09	1.23		26.2	0.15	1.17

Tab.14: Angaben der errechneten Anteile (in Gew.%) für Monazit, Granat und Zirkon, sowie die durch diese Anteile bewirkten Konzentrationserhöhungen an La, Eu und Yb (in ppm) in den Leukosomen des Bayerischen Waldes.

△1= Abweichung der Analysenwerte von einer modalen Zusammensetzung der Leukosome aus Qz, Akf und Plag im Verhältnis 1:1:1.

△2= errechnete Erhöhung der Elementkonzentrationen durch die angegebenen Gehalte an Monazit, Granat und Zirkon.

(zusätzliche Erläuterungen siehe Text);

Wie der Tabelle zu entnehmen ist, ergibt sich durch die errechnete Monazitkomponente für die Leukosome eine La- Erhöhung, die mit der tatsächlichen im wesentlichen übereinstimmt. Auch die anhand der Zirkon- und Granatkomponente errechnete Erhöhung der Yb- Werte liegt in einem zu den analysierten Werten vergleichbaren Bereich. Die hier weniger gute Übereinstimmung der errechneten mit den tatsächlichen Werten ist darauf zurückzuführen, daß zum einen die Meßgenauigkeit für La höher ist als für das Element Yb. Zum anderen ist zu bedenken, daß die mafischen Phasen Biotit und Ilmenit - als Ti- und Fe- Träger - ebenfalls - wenn auch in geringerem Umfang - Sc einbauen. Mit Ausnahme der Leukosome der Lokalität Rusel sind die Konzentrationen an Ti und Fe jedoch sehr niedrig, so daß die damit verbundenen, leicht erhöhten Sc- Werte zu vernachlässigbaren errechneten SSEE- Gehalten führen. Allerdings zeigen die Leukosome von Rusel, insbesondere RSL 2L, erhöhte berechnete Yb- Werte.

Mit Ausnahme von MÜH 2L ist der Beitrag des Monazits an der Eu- Gesamtkonzentration nur gering (der Anteil von Granat und Zirkon ist gleich Null). Das bedeutet, daß die Hauptkomponenten Alkalifeldspat und Plagioklas die wesentlichen Träger von Europium in den Leukosomen sind. Daß die errechneten Eu- Werte stets niedriger liegen als die tatsächlichen kann dadurch begründet sein, daß Akf, der höhere Eu- Konzentrationen aufweist als Plag (Akf: 2.07 ppm Eu, Plag: 1.09 ppm Eu in MET 23), in größeren Mengen enthalten ist (in den chem. Analysen der Leukosome ist $K_2O > Na_2O + CaO$; im normativen Qz- Ab- Or- Dreieck überwiegt bei den Leukosomen im Mittel die Or- Komponente). Auch ist zu bedenken, daß die zur Berechnung verwendeten Werte für Eu nicht genau mit den tatsächlich vorliegenden Konzentrationen in den Feldspäten der Leukosome übereinstimmen müssen.

Mit Ausnahme des Eu wird also der SEE- Gehalt der Leukosome wesentlich von akzessorischen Phasen geprägt. Dabei beinhaltet Monazit nahezu die Gesamtkonzentration an LSEE, während die SSEE im allgemeinen in den Phasen Granat, weniger Zirkon konzentriert sind.

Ein anschauliches Beispiel, wie stark die SEE- Gehalte vom Gehalt an diesen Akzessorien abhängig sind, gibt das Verteilungsmuster des Leukosomes der Lokalität Mühlberg (Abb.14b S.92). Allein

aufgrund des relativ sehr hohen errechneten Monazitanteiles von 0.10 Gew. % ergibt sich ein Verteilungsmuster, welches gänzlich von dem der übrigen Leukosome abweicht.

Löslichkeit von Zirkon und Monazit in granitischen Schmelzen:

An dieser Stelle ergibt sich die Frage, ob diese akzessorischen Phasen in den Schmelzen gelöst waren oder als ungelöste Körner in diese übernommen worden sind.

Es ist folgendes bekannt:

1. Peralumische Magmen - wie die anatektischen Teilschmelzen des Arbeitsgebietes - weisen eine Zirkoniumlöslichkeit auf, welche sowohl von der Temperatur als auch von der chemischen Zusammensetzung des Magmas abhängig ist. So ergaben experimentelle Untersuchungen von WATSON und HARRISON (1984) in peralumischen Graniten Zirkoniumlöslichkeiten, die von 100 ppm bei 750 °C bis 1330 ppm bei 1020 °C reichen. Somit lassen sich die Zirkoniumkonzentrationen von 34- 86 ppm in den Leukosomen bei den gegebenen Bedingungen ($T = 690^{\circ}\text{C}$) so deuten, daß Zr in den Teilschmelzen gelöst war.

2. RAPP und WATSON (1986) bestimmten experimentell die Löslichkeit von Monazit in wässrigen granitischen Schmelzen (1- 6 Gew. % H_2O) bei 8 kbar und einem Temperaturbereich von 1000 bis 1400 °C. Die Ergebnisse zeigen eine Abhängigkeit der Löslichkeit vom Wassergehalt der Schmelzen. Es ergibt sich eine Löslichkeit der ΣLSEE von 60 ppm (H_2O - Gehalt 6 Gew. %) bzw. 30 ppm (H_2O - Gehalt 1 Gew. %) jeweils für $T = 700^{\circ}\text{C}$ (extrapolierte Konzentrationswerte; ΣLSEE umfaßt die Konzentrationswerte sämtlicher SEE- Elemente von La bis Sm).

Die granitischen Teilschmelzen ($T = 690^{\circ}\text{C}$; $p = 3 - 4$ kbar) weisen einen deutlichen Variationsbereich der ΣLSEE zwischen 31.0 (ECK 11L) und 330.1 ppm (MÜH 2L) auf. Während das Leukosom ECK 11L mit dieser Konzentration noch in einem Bereich liegt, der durch alleinige Löslichkeit denkbar ist (die Druckabhängigkeit der Monazitlöslichkeit ist nicht bekannt), sind die hohen ΣLSEE - Werte von MÜH 2L nur durch eine Übernahme von ungelösten Monazit-

körnern in die Schmelze erklärbar.

Es sind daher für die erhöhten Spurenelementkonzentrationen in den Teilschmelzen sowohl Löslichkeit als auch die Übernahme von ungelösten akzessorischen Mineralen in Betracht zu ziehen.

Am Ende dieser Darstellung ist noch festzuhalten, daß obwohl ein gewisser wechselnder Anteil an akzessorischen Phasen in die Schmelze übergeht, im allgemeinen der doch überwiegende Anteil dieser Minerale im Melanosom zurückbleibt.

5.5.1.2. ANATEXIS DER AMPHIBOLITE IM WALDVIERTEL

Das Ausgangsgestein für die Anatexis im Waldviertel, der Amphibolit, enthält im wesentlichen Amphibol und Plagioklas, daneben Quarz, Klinopyroxen, Titanit und Erz. Die Leukosome bestehen aus Plagioklas und Quarz, daneben können akzessorisch Hornblende, Biotit und Erz auftreten. Diese genannten Phasen spielen - mit Ausnahme von Titanit - als SEE- Trägerminerale keine (Quarz) oder nur eine untergeordnete Rolle (aufgrund der aus der Literatur bekannten Verteilungskoeffizienten für Titanit (HENDERSON, 1984) ist anzunehmen, daß ein wesentlicher Anteil der SEE an diese Phase gebunden ist).

Allerdings zeigen sowohl das Leukosom KRO 1L wie auch das dazugehörige Melanosom KRO 1M gegenüber den Amphiboliten erhöhte LSEE- Konzentrationen (Abb. 14d S.95). Dies erfordert - unter der Annahme einer isochem verlaufenden Anatexis - für das nicht anatektische Ausgangsmaterial ebenfalls höhere Konzentrationen an diesen Elementen.

Das steile Ansteigen des chondritnormierten Verteilungsmusters für KRO 1L bei den LSEE deutet auf ein Mineral hin, welches ein bevorzugter Träger dieser Elemente ist. In Betracht kommt hierbei Orthit, doch kann diese Phase im Dünnschliff nicht nachgewiesen werden.

Daneben enthält dieses Leukosom keinen Quarz, sondern Korund. Es ist davon auszugehen, daß Korund keine Phase darstellt, die unmittelbar infolge Aluminiumüberschusses auskristallisiert ist. Eine mögliche Deutung dieser Korundführung im Leukosom KRO 1L

enthält die Arbeit von MOYD (1949). Dort wird beschrieben, daß Ganggesteine, wie z.B. korundführende Plagioklasite - KRO 1L ist solch ein Gestein - , entstehen können durch die Desilifizierung eines sauren magmatischen Gesteines durch ein mehr basisches Material.

Die Untersuchungen lassen erkennen, daß es sich bei den hellen Lagen der Lokalität Melk nicht um Teilschmelzprodukte der Amphibolite handelt, sondern vielmehr um eine primäre Wechsellagerung heller und dunkler Gesteinspartien.

Die geochemischen Unterschiede treten bei den chondritnormierten SEE- Verteilungsmustern (Abb.14, S.95), sowie im Fe- Mg- (Na+ K)- Dreieck (S.78) deutlich hervor. Aufgrund der vorliegenden Elementkonzentrationen in den hellen Lagen dieser Lokalität sind diese Gesteine am wahrscheinlichsten als magmatische Folgeprodukte ehemaliger Basalte - die jetzt als Amphibolite vorliegen - zu betrachten. Darauf weisen die niedrigen Konzentrationen an z. B. K, Th und SEE in den hellen und dunklen Lagen hin, und machen somit zugleich einen sedimentären Ursprung (welcher aufgrund der vorliegenden Hauptelementkonzentrationen im tonig-sandigen oder Grauwackenbereich liegen müßte) unwahrscheinlich. So weisen die ehemals tonigen- sandigen Sedimente im Hinteren Bayerischen Wald folgende Konzentrationen für die oben genannten Elemente auf (Werte für die hellen Lagen der Lok. Melk sind in Klammern angegeben): $K_2O = 3.74$ Gew.%. (0.53), $Th = 13.5$ ppm (0.7), $La = 42.4$ ppm (7.7), $Yb = 3.49$ ppm (1.48).

Edukt der Amphibolite:

Bereits ZAYDAN und SCHARBERT (1983) konnten aufgrund geochemischer Untersuchungen die Amphibolite als ehemalige Ozeanbodenbasalte einstufen.

Anhand ihres SEE- Verteilungsmusters können diese Basalte in drei Typen untergliedert werden (SAUNDERS, 1984); (siehe Abb.15).

Obwohl die SEE- Konzentrationen in diesen drei Basalttypen variabel sind, besitzen sie doch charakteristische chondritnormierte Verteilungsmuster. So zeichnet sich der n-Typ MORB (normal Mid

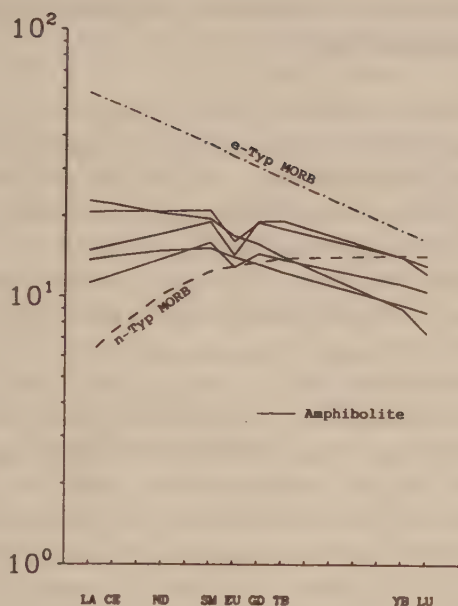


Abb.15: Chondritnormierte SEE- Verteilungsmuster für den n- und e- Typ MORB, sowie für die Amphibolite des Waldviertels (nähere Erläuterungen siehe Text);

Ocean Ridge Basalt) durch die Verarmung der normierten LSEE- gegenüber den SSEE- Werten aus. Eine Anreicherung der LSEE hingegen zeigt der e-Typ (e für enriched), während sich für den t-Typ MORB (t für transitional) vergleichbare chondritnormierte Werte für alle SEE ergeben (in Abb.15 geben die Verteilungsmuster für den n- und e- Typ MORB eine mittlere chemische Zusammensetzung an).

Aufgrund der vorliegenden Verteilungsmuster sind die Amphibolite ehemaligen t-Typ MORB- Gesteinen zuzuordnen. Zudem könnte die geringe negative Eu- Anomalie bei einigen Proben auf eine Fraktionierung von Plagioklas bei der Genese dieser Basalte hindeuten.

5.5.2. DISKUSSION DES GEOCHEMISCHEN VERHALTENS DER ANALYSIERTEN ELEMENTE BEI DER GRANITISATION

Zwei große Magmatitkörper (Kristallgranit 1, Ödwieser Granit) bei denen es sich gemäß PROPACH (1977, 1978) um "Granitisationen in situ" handelt, wurden eingehend geochemisch untersucht. Dabei ergibt sich für diese Gesteine ein gegenüber den Leukosomen aus den Metapeliten deutlich geändertes geochemisches Verhalten der Elemente. Sowohl der Kristallgranit als auch der Ödwieser Granit (und hier besonders der "basische" Typ) weisen bei einer Vielzahl der analysierten Elemente, die höchst krustenkompatibel als auch inkompatibel sind, Konzentrationen auf, die nahezu mit denen der jeweiligen Rahmengesteine (Anatexit bzw. Perlgneis) übereinstimmen (siehe Tab.12b S.73 bzw. Abb.13d,e S.85). Andererseits ist festzustellen, daß sich für einige Elemente (bes. LSEE, Th, Zr, Hf) deutlich höhere Konzentrationen für das Produkt der Granitisation im Vergleich zum jeweiligen Rahmengestein ergeben. Die genannten Elemente sind der Gruppe der mantelinkompatiblen Elemente zuzuordnen. Hinweise auf die Beteiligung eines Mantelderivates bei der Bildung des Kristallgranites und des Ödwieser Granites finden sich bereits bei PROPACH (1977, 1978) bzw. SCHULZ (1982).

Ein weiteres Indiz für die Beteiligung von Mantelmaterial liefern die erniedrigten Sr- Isotopenanfangsverhältnisse im Kristallgranit (0.7076 ± 0.0005) gegenüber dem Anatexit (ca. 0.710; KÖHLER und MÜLLER-SOHNUS, 1986; dieses Isotopenverhältnis hatten die Anatexite vor etwa 450 M.a.; bis zum Varistikum (ca. 349 M.a.) hatte sich dieser Wert noch stärker erhöht).

KÖHLER und MÜLLER-SOHNUS (1986) führen die Entstehung des Kristallgranit 1- Magmas auf eine Schmelzbildung in basalen Krustenbereichen zurück. Hierbei wird eine heterogen zusammengesetzte untere Erdkruste vorausgesetzt, die neben sedimentärer Krustenkomponente auch Einlagerungen von basischem Mantelderivat mit erniedrigten Sr- Isotopenwerten beinhaltet.

Damit ergibt sich für die Genese der Granitkomplexe Kristallgranit und Ödwieser Granit zunächst folgendes Bild:

1. Die vergleichbaren Konzentrationen einer Vielzahl von

Elementen - sowohl inkompatiblen als auch kompatiblen - bei den Produkten der Granitisation mit dem jeweiligen Rahmengestein schließen aus, daß diese Granite allein durch teilweise Aufschmelzung des Nebengesteines entstanden sind. Dies legt die Annahme nahe, daß hier vielmehr eine vollständige Aufschmelzung bzw. Assimilation des Krustenmaterials vorliegen muß.

2. Zudem erfordern die geochemischen Ergebnisse (höhere Konzentrationen an mantelinkompatiblen Elementen) und die Sr-Isotopendaten eine Beteiligung von Mantelderivat an der Bildung von Kristallgranit und Ödwieser Granit.

5.5.2.1. GRANITISATION IM REGENSBURGER WALD (GENESE DES KRISTALLGRANITES)

Einen deutlichen Hinweis auf die Beteiligung von Fremdmaterial liefern dunkle Gesteinseinschlüsse von granodioritischem Chemismus im Kristallgranit. DIDIER (1987) deutet allgemein "die feinkörnigen dunklen Einschlüsse und den sie umschließenden Granit als hybride Gesteine, die durch unvollständige Mischung eines basischen und eines sauren Magmas entstehen". PROPACH und OLBRICH (1984) konnten zeigen, daß die Gruppe der intermediären Magmatite des Bayerischen Waldes als Produkte einer Mantelanatexis (= basaltisches Magma) betrachtet werden müssen, die bei ihrem Aufstieg durch die granitoide Kruste zunehmend Nebengestein assimiliert haben (Entwicklung Diorit → Granodiorit). Anschließend Differentiation führte zur Bildung von Graniten (mengenmäßig untergeordnet).

GRIEBEL (1970) gelang mit Hilfe von Gefügeuntersuchungen, Zirkonmorphologie und Gesteinsanalysen der Nachweis, daß die Granodiorite von Stallwang (Bayerischer Wald) dadurch entstanden sind, daß ein Dioritmagma Krustenmaterial (Anatexit) assimiliert hat.

Auch SPIEGEL (1986) konnte für den Bereich des Mittleren Vorderen Bayerischen Waldes solche Assimilationsvorgänge nachweisen und zeigen, daß es dabei zu einer allmählichen und vollständigen Auflösung von intermediären linsenförmigen Körpern (dm-Bereich) im Nebengestein kommen kann.

Assimilation von granitischem Krustenmaterial durch ein Mantelderivat:

Anhand der nachstehenden Tabelle 15 wird mit Hilfe der geochemischen Daten die genetische Entwicklung der Diorite, Granodiorite und Granite aufgezeichnet.

Der Diorit Dio 2 stellt den basischsten Vertreter der Magmatite des Regensburger Waldes dar und repräsentiert somit ein Mantelderivat, welches im geringsten Maße Kruste assimiliert hat, bzw. im geringsten Maße durch Differentiation verändert ist.

Demgegenüber weisen der Granodiorit Gd 1 und der granodioritische Einschluß Gd 5 im Kristallgranit einen mehr sauren Chemismus auf, und zeigen bei der überwiegenden Mehrheit der Elemente übereinstimmende Konzentrationswerte. Gd 1 hat für die einzelnen Elemente einen sehr unterschiedlichen errechneten Anteil von Krustenkomponente (Prozentangaben (% Ana) siehe Tab. 15; % Ana errechnet sich z.B. für SiO_2 folgendermaßen: um 100% Granodiorit mit 62.3 Gew.% SiO_2 zu erhalten ist eine Mischung von 53 Gew.% Diorit Dio 2 (56.7 Gew.% SiO_2) mit 47% Anatexit (MW 68.6 Gew. SiO_2) notwendig; Anmerkung: die Konzentrationen für Rb, Tb und Lu liegen im Bereich der Fehlergrenzen, daher ist die Angabe % Ana für diese Elemente nicht sinnvoll). Eine genetische Entwicklung des Granodiorits Gd 1 lediglich durch vollständige Assimilation von Krustenmaterial durch den Diorit Dio 2 ist folglich auszuschließen, da sich bei einem solchen Vorgang ein konstanter Krustenanteil für alle Elemente ergeben muß. Auch der Gedanke, daß vom Mantelderivat Dio 2 eine Krustenteilschmelze assimiliert wurde, kann nicht in Betracht gezogen werden. Wie gezeigt (Abb. 13a, b S. 84) sind die Teilschmelzen der granitoiden Kruste im Bayerischen Wald an bestimmten Elementen gegenüber dem Paläosom angereichert (z. B. Ca, Eu, Sr, Ba) während sie an anderen Elementen deutlich verarmt sind (z.B. Fe, Ti, Sc und Mg). Die Beteiligung dieser Krustenteilschmelzen an der Entstehung der Granodiorite müßte folglich zu einer relativen Anreicherung der krusteninkompatiblen Elemente gegenüber den kompatiblen Elementen führen. Dies hätte zur Folge, daß sich rechnerisch für die inkompatiblen Elemente ein niedrigerer Krustenanteil ergeben müßte als für die kompatiblen.

	<u>Ana MW</u>	<u>Dio 2</u>	<u>Gd 1</u>	<u>% Ana</u>	<u>Gra 1</u>	<u>Gd 5</u>
SiO ₂	68.6	56.7	62.3	47%	68.4	61.5
TiO ₂	0.56	1.65	1.28	34%	0.66	1.20
Al ₂ O ₃	15.2	16.8	15.7	69%	15.0	15.9
Fe ₂ O ₃	4.2	7.82	6.39	40%	4.04	7.13
MnO	0.04	0.14	0.09	50%	0.07	0.09
MgO	1.5	3.94	2.31	67%	1.24	2.65
CaO	1.5	6.85	3.26	67%	2.10	3.55
Na ₂ O	3.0	2.10	3.54	---	2.63	2.91
K ₂ O	4.1	3.23	4.10	100%	5.28	3.14
P ₂ O ₅	0.22	1.13	0.78	38%	0.39	0.45
Sc	10.60	20.29	15.20	53%	9.85	16.60
Rb	172	151	171	(95%)	281	173
Sr	142	874	259	84%	154	245
Zr	196	500	414	28%	385	491
Cs	7.07	3.46	3.91	12%	3.77	3.67
Ba	705	1844	985	75%	676	773
Hf	7.16	14.02	13.34	18%	11.88	12.49
Ta	1.92	1.99	2.20	---	2.33	1.81
Th	12.6	25.4	11.7	---	57.1	22.4
U	2.7	5.6	4.1	52%	7.8	5.5
La	36.0	131.2	82.5	51%	94.3	81.2
Ce	74.0	241.5	154.7	52%	190.5	156.7
Nd	34.3	116.6	70.3	56%	103.4	71.0
Sm	6.3	17.5	12.8	42%	13.9	13.0
Eu	1.01	2.97	1.72	64%	0.97	1.60
Tb	1.10	1.22	1.13	(75%)	1.07	1.36
Yb	3.24	3.39	3.22	---	3.38	3.22
Lu	0.39	0.36	0.39	(100%)	0.42	0.38

Tab.15: Chemische Zusammensetzung der Anatexite des Regensburger Waldes (Ana MW), der Proben Diorit Dio 2, Granodiorit Gd 1 und Granit Gra 1, sowie des granodioritischen Einschlusses Gd 5 im Kristallgranit; --- keine Berechnung möglich; (nähere Erläuterungen siehe Text).

Wie der Tabelle zu entnehmen ist, trifft diese Erwartung nicht zu. Vielmehr ist es so, daß sich für die Elemente Ca, Eu, Sr und Ba mit die höchsten errechneten Anteile von Krustenkomponente ergeben.

Aufgrund des weitgehend übereinstimmenden geochemischen Verhaltens der Elemente bei der Anatexis basischer Kruste - wie sie im Waldviertel vorliegt - , ist die Möglichkeit einer Assimilation solcher Teilschmelzen ebenfalls auszuschließen.

Fraktionierung von Mineralen bei der Magmenentwicklung:

Erklärbar wird dieser Befund erst dann, wenn neben der vollständigen Assimilation von Kruste ein zweiter genetischer Prozeß, die Fraktionierung von Mineralphasen, mit einbezogen wird.

Die im Vergleich zum Granodiorit hohen Gehalte an den Elementen Ca, Sr, Ba, weniger Eu im Diorit Dio 2 sind erklärbar durch die Fraktionierung von Plagioklas bei der Genese der Diorite. Dadurch errechnet sich für den Granodiorit Gd 1 ein hoher Anteil von Krustenkomponente, die deutlich niedrigere Konzentrationen an diesen Elementen aufweist als der Diorit Dio 2. Andererseits deuten die geringen Anteile an Krustenmaterial im Granodiorit Gd1 mit vergleichsweise geringen Zr- und Hf- Konzentrationen bei diesen Elementen auf eine relative Anreicherung von Zirkon in diesem Gestein hin. Der Granodiorit weist höhere Konzentrationen an Na und K auf als der Diorit, und besitzt höhere bzw. übereinstimmende Werte für diese Elemente wie das assimilierte Krustenmaterial. Dies ist durch eine relative Anreicherung von Na und K - verbunden mit einer verstärkten Alkalifeldspatbildung - im granodioritischen Bereich erklärbar.

Ein Vergleich der Elementkonzentrationen des Granites mit denen des Granodiorites und der Kruste zeigt, daß viele Elemente im Granit Gra 1 niedrigere bzw. höhere Konzentrationen aufweisen als Granodiorit und Kruste. Somit ergibt sich für den genetischen Entwicklungsschritt vom Granodiorit zum Granit kein merkliches geochemisches Elementverhalten, welches auf einen Beitrag von Krustenassimilation hindeutet. Vielmehr weist dieses auf eine

verstärkte fraktionierte Kristallisation bei der Bildung des Granites hin.

Die sehr ähnlichen Elementkonzentrationen im Granodiorit Gd 1 und in der Linse aus dem Kristallgranit (Gd 5) zeigen an, daß beide Proben der gleichen genetischen Entwicklungsstufe zuzuordnen sind. Dies bedeutet, daß auch die Einschlüsse im Kristallgranit durch Assimilation von Krustenmaterial (Anatexit) und Fraktionierung eines Mantelderivates entstanden sind und nunmehr als unverdaute Relikte im Kristallgranit vorliegen. Letztgenanntes Gestein ist folglich als ein Mischungsprodukt zu betrachten, das aus den Komponenten granitoide Kruste und granodioritisches Mantelderivat besteht.

5.5.2.2. GENETISCHE EINSTUFUNG DES KÖRNELGNEISES

Zieht man die geochemischen Daten dieser beiden Komponenten heran und vergleicht diese Werte mit denen des Kristallgranites (Tab.12b S.73) so stehen einige Konzentrationswerte im Widerspruch zu diesem Mischungsmodell (so hat z.B. Fe sowohl im Anatexit (MW 4.2 Gew. %) wie auch in den granodioritischen Einschlüssen (MW 6.8 Gew. %) höhere Werte als das Mischungsprodukt Kristallgranit (MW 3.5 Gew. %)).

Dieser Widerspruch klärt sich bei der Miteinbeziehung des Körnelgneises in dieses Modell. Eine genetische Beziehung dieser beiden Gesteine wurde bereits von FISCHER (1959), PROPACH (1978) und KÖHLER (1981) festgestellt. PROPACH betrachtet den Körnelgneis als "basische Front" des Granitisierungsprozesses "in situ". KÖHLER hingegen sieht im Körnelgneis eine vom Kristallgranitmagma her metasomatisch beeinflusste Übergangszone zum Anatexit ("alkalisierte Anatexite").

Anhand der vorliegenden Ergebnisse läßt sich folgendes festhalten:

1. Aufgrund seines weitgehend körnig richtungslosem Gefüges ist der Körnelgneis als ein überwiegend magmatisch geprägtes Gestein einzustufen. Ebenso wie der Kristallgranit enthält der Körnel-

gneis dunkle Gesteinseinschlüsse und cm- große Alkalifeldspäte. Somit liegt im megaskopischen Erscheinungsbild ein lückenloser Übergang zwischen diesen beiden Gesteinen vor.

2. Das oben erstellte Modell erfordert ein Gestein, in welchem die "basischen Elemente" stärker angereichert sind. Dieser Forderung wird der Körnelgneis gerecht (siehe Mittelwerte der chem. Analysen Tab.12b S.73 und Einzelanalysen Anhang S.137ff). So hat das als Beispiel aufgeführte Element Fe im Körnelgneis eine Konzentration von 4.7 Gew.%, die somit zwischen der von Anatexiten (4.2 Gew%) und den Gesteinseinschlüssen (6.8 Gew%) im Kristallgranit liegt.

3. Die Untersuchungen von KÖHLER ergeben, daß der Körnelgneis variable Sr- Isotopenverhältnisse zeigt, die stets in den Bereich zwischen den beiden Isochronen für den Kristallgranit und den Anatexit zu liegen kommen (siehe Abb.16).

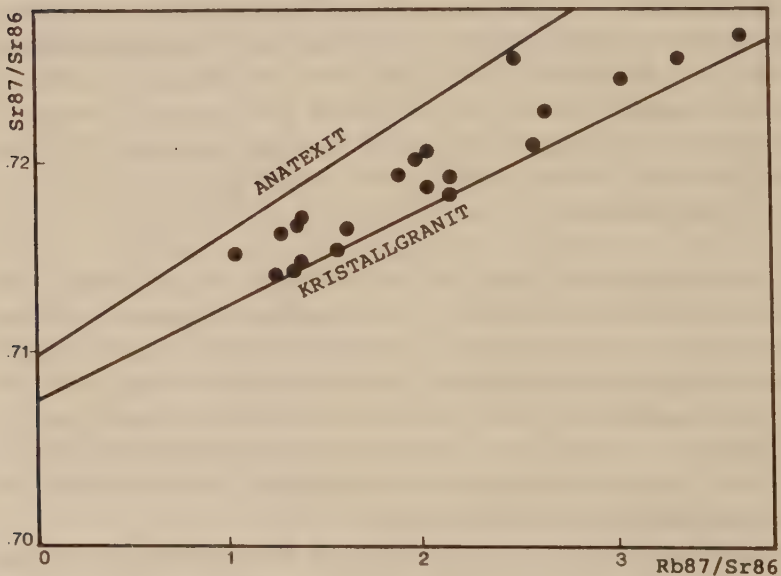


Abb.16: Isochronendiagramm für den Anatexit, Kristallgranit und den Körnelgneis des Regensburger Waldes (KÖHLER, 1981);

Somit ergibt sich für die Genese des Körnelgneises folgendes Bild:

Der Körnelgneis stellt ein Gestein dar, welches im frühen Stadium einer Magmendifferentiation entstand. Diese Feststellung ist vernünftig, da Erstausscheidungen am Rand großer Magmenkörper stattfinden (allein der Kristallgranit nimmt eine Fläche von 250 km² ein).

Eine Bestätigung für diese Differentiation gibt die Lage der Punkte für die Kristallgranit- und Körnelgneisproben im AlkFM-Dreieck (Abb.12c S.79). Es ist bekannt, daß durch die Differentiation eines Magmas die Fe- und Mg- Werte abnehmen und zugleich die Alkalikomponente zunimmt. Der Differentiationsindex (DI), der ein Maß für die Magmendifferentiation darstellt, nimmt einen Wertebereich zwischen 73.0 (KGn) und 81.7 (KG) ein.

Zugleich verlangen die Sr- Isotopendaten einen Anteil des Rahmengesteines Anatexit an der Bildung des Körnelgneises. Die Lage der Körnelgneispunkte im Isochronendiagramm ist so zu verstehen, daß eine wechselnde Menge von Anatexitmaterial - sei es im flüssigen oder festen Zustand - in das Magma übernommen wurde. Da anzunehmen ist, daß der Anteil dieses Materials mit zunehmender Entfernung vom Magmenkörper abnimmt, ergibt sich so ein kontinuierlicher Übergang in das Nebengestein.

Jüngste Untersuchungen von FINGER (1986) am Weinsberger Granit und Schlierengranit im Mühlviertel/ Oberösterreich (diese Gesteine entsprechen dem Kristallgranit 1 bzw. Körnelgneis des Bayerischen Waldes) ergeben eine Übereinstimmung mit dem hier erstellten Modell. Aufgrund geochemischer und petrographischer Daten (einschließlich Zirkonmorphologie) ordnet FINGER den Weinsberger Granit und den Schlierengranit einem gemeinsamen Magmenkörper zu.

Für die festgestellten geochemischen und petrographischen Unterschiede läßt er mehrere Möglichkeiten offen:

"Primäre Unterschiede in den Ausgangsmaterialien oder verschiedene Aufschmelzungsgrade, Differentiationsmechanismen im Magmenkörper, unterschiedliche Aufnahme von Fremdmaterial (Hybridität), Verschiebungen von Teilmagmen (z.B. Magmennachschübe oder Abquetschungen von Magmentteilen aufgrund der herzynischen

Einspannung), eine frühzeitige Abkühlungsgeschichte in verschiedenen Bereichen des Magmenkörpers und ähnliches mehr".

Anmerkung zum Mantelderivat:

Die Frage, ob das Mantelmaterial, das an der Bildung des Kristallgranites mit seiner basischen Randfazies Körnelgneis beteiligt war, unmittelbar vor der Granitbildung aus dem Mantel kam (PROPACH, 1977, 1978) oder bereits prävariskisch in der Kruste enthalten war und folglich ein remobilisiertes älteres Mantelderivat der Unterkruste darstellt (KÖHLER, 1986), kann anhand der vorliegenden geochemischen Daten nicht beantwortet werden.

Jedoch ist folgendes zu bedenken:

1. Die vollständige Remobilisation eines intermediären Gesteins in der Kruste erfordert eine Temperatur (mindestens 1000°C, abhängig von PH_2O), welche für die Erdkruste unwahrscheinlich ist.
2. Die teilweise Aufschmelzung basischen Krustenmaterials (Amphibolite im Waldviertel, ehemalige Ozeanbodenbasalte) erzeugt Leukosome, die geochemisch gänzlich verschieden zu den untersuchten Mantelderivaten im Bayerischen Wald sind.

Dies legt die Annahme nahe, daß das an der Granitbildung beteiligte Mantelderivat zu variskischer Zeit vom Mantel in die Kruste intrudierte.

5.5.2.3. GENESE DER DISKORDANTEN MAGMATITE

Die diskordanten Magmatite des Regensburger Waldes zeigen im AlkFM- Dreieck (Abb.12e S.81) denselben Differentiationstrend wie der Kristallgranit und der Körnelgneis. Die Lage der Punkte variiert hier viel stärker, dies kommt auch durch den großen Wertebereich des Differentiationsindex zum Ausdruck ($\text{DI} = 51.7$ für Diorit; $\text{DI} = 94.3$ für kk Granit).

Die chondritnormierten SEE- Verteilungsmuster mit dem bereits beschriebenen Kurvenverlauf (starke Abnahme der SEE- Gehalte, bei

relativer Anreicherung der SSEE) vom Diorit ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 26.3$) bis zum kk Granit ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 5.2$), belegen diesen Trend ebenfalls deutlich.

Die aufgezeigte Aneinanderreihung der Lagepunkte der Proben aus allen Gesteinsgruppen im AlkFM- Dreieck (Abb.12e S.81), sowie die Entwicklung der chondritnormierten SEE- Verteilungsmuster (Abb.14i S.97) legen die Annahme einer zusammengehörenden genetischen Entwicklung nahe.

Die Möglichkeit, daß zumindest die stark sauren Magmatite (Granitporphyr, kk Granit) Teilschmelzprodukte der granitoiden Kruste darstellen, ist durch die Gegenüberstellung der rahmen-gesteinsnormierten Elementspektren (Abb.13a,b S.84 bzw. Abb.13f S.90), sowie der SEE- Verteilungsmuster (Abb.14a-c S.92 bzw. Abb.14i S.97) der Leukosome und dieser Granite eindeutig auszuschließen.

Die chondritnormierten Verteilungsmuster unterscheiden sich wesentlich in den Eu- Anomalien. Während die Leukosome positive Anomalien aufweisen ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.91$), zeichnen sich der Granitporphyr ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.16$) und der kk Granit ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.22$) durch deutlich negative Anomalien aus.

Dies ist so zu verstehen, daß durch die zunehmende metamorphe Überprägung des sedimentären Ausgangsmaterials - wie im Kapitel "prograde Metamorphose" gezeigt - Europium in den sich bildenden Feldspäten angereichert wird und diese bei der (kleinräumigen) Anatexis in die Schmelze übergehen. Demgegenüber wird bei der Erstarrung großer Magmenkörper durch die Fraktionierung von Feldspäten ebenfalls Europium (Eu^{2+}) in diesen angereichert. Mit zunehmender Differentiation verarmt dadurch dieses Magma an Europium.

5.5.2.4. GENESE DES ÖDWIESER GRANITES

Die Elementgehalte im Ödwieser Granit und seinem Nebengestein Perlgneis stimmen weitgehend überein mit denen im Kristallgranit und dessen Nebengestein Anatexit. Daher wird für die Bildung des Ödwieser Granites ein vergleichbarer genetischer Prozeß wie für den Kristallgranit gefolgert, also Mischung von Krustenmaterial

und Mantelderivat verbunden mit fraktionierter Kristallisation (ÖG "basischer" Typ: DI= 73.3; ÖG "saurer" Typ: DI= 83.4).

Dieses Modell steht damit in grundsätzlicher Übereinstimmung mit den Ergebnissen von SCHULZ (1982).

Jedoch ergibt sich gerade beim Vergleich mit dem Granitisationsvorgang im Regensburger Wald folgender Widerspruch zu den Ergebnissen von SCHULZ:

Der Ödwieser Granit zeigt - analog wie der Kristallgranit - einen kontinuierlichen Übergang in das Nebengestein (Perlgneis). Doch während im Regensburger Wald in dieser Übergangszone (Körnelgneis) die basischen Elemente angereichert sind, bezeichnet SCHULZ die Randfazies des Ödwieser Granites - die dann auch als Übergangszone zu verstehen ist - als sauer.

Um diesen Widerspruch zu klären, ist festzustellen, daß im Bereich des Ödwieser Granites - im Gegensatz zum Regensburger Wald - schlechte Aufschlußverhältnisse vorliegen. Die Betrachtung der geologischen Karte vom Raum St. Englmar S.68 zeigt zudem, daß die basischen Vertreter des Ödwieser Granites (gemäß SCHULZ die Kernfazies) im Ostteil des Magmatitkomplexes liegen, während die sauren Gesteine (nach SCHULZ die Randfazies) westlich davon zu finden sind. Diese Feststellung gilt auch für die Granitisation im Regensburger Wald, wo die sauren Vertreter des Kristallgranites ebenfalls im Westteil des Komplexes auftreten. Daher scheint die von SCHULZ festgelegte Einteilung des Ödwieser Granites in Kern- und Randfazies nicht zutreffend zu sein, und wirft damit zugleich die Frage nach der basischen Übergangszone - dem Körnelgneis entsprechend - in das Nebengestein auf.

Hierzu wird erneut auf die ungünstigen Aufschlußverhältnisse verwiesen, die das Auffinden solcher Gesteine erschweren, zumal anzunehmen ist, daß aufgrund des im Vergleich zum Kristallgranit (250km^2) deutlich kleineren Ausmaßes dieses Körpers (etwa 2km^2), die Übergangszone - sofern überhaupt vorhanden - wesentlich geringer ausgebildet ist.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Bayerische Wald am westlichen Rand der Böhmisches Masse gelegen, bietet die Möglichkeit, zu studieren, wie sich Elemente bei der prograden Metamorphose, der Anatexis und der Granitisation - wichtige Vorgänge bei der geochemischen Entwicklung der kontinentalen Kruste - verhalten.

Ergänzend zur Anatexis von granitoider Kruste (Paragneise) im Bayerischen Wald wurden anatektisch beeinflusste basische Krustengesteine (Amphibolite) aus dem Waldviertel/ Niederösterreich untersucht. Dies liefert Informationen darüber, wie sich die Elemente bei Schmelzprozessen in stofflich ganz verschieden zusammengesetzten Krustengesteinen verhalten.

Mittels Röntgenfluoreszenz- und instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse, bei welcher neben Gesamtgesteinen auch Minerale auf Spurenelementkonzentrationen hin analysiert wurden, konnten zahlreiche geochemische Daten genau und reproduzierbar bestimmt werden.

Die Ergebnisse, welche in den vorhergehenden Kapiteln dargelegt und diskutiert wurden, sind wie folgt zusammenzufassen:

Prograde Metamorphose:

Die Untersuchungen zeigen, daß die mittleren chemischen Zusammensetzungen der unterschiedlich metamorphen Gesteine bei der Vielzahl der analysierten Elemente ähnlich sind.

Deutlich signifikante Unterschiede ergeben sich lediglich für die SEE und Th, sowie für Cs und Bor.

Die höheren Gehalte für die SEE (hierbei vor allem für die LSEE) und Th in den Glimmerschiefern und besonders in den Gneisen sind durch größere Anteile akzessorischer LSEE- und Th-reicher Minerale (Orthit, untergeordnet Monazit) im sedimentären Ausgangsmaterial bedingt.

Demgegenüber werden die geringeren Konzentrationen an Bor (in den Glimmerschiefern und Gneisen) und Cs (nur in den Gneisen) auf eine Mobilisation dieser Elemente durch die Metamorphose zurückgeführt.

Für diese Feststellung ist die Einbeziehung von Mineralanalysen aus einem phyllitischen Glimmerschiefer und einem Gneis

notwendig. Wie gezeigt, stellt die metamorphe Entwicklung der pelitisch- psammitischen Serien einen weitgehend isochemischen Vorgang dar. Innerhalb der untersuchten Proben verschiedenen Metamorphosegrades kommt es jedoch zu chemischen Austauschvorgängen zwischen den Mineralphasen. Dabei können nahezu alle Elemente, die durch Mineralinstabilitäten freigesetzt werden, in metamorph neu gebildete oder bereits vorhandene Minerale übernommen werden. Aber auch durchgehend stabile Minerale geben Ionen an solche Phasen ab, in deren Gitter sie unter den gegebenen metamorphen Bedingungen am besten eingebaut werden können. Lediglich für Cs kann gezeigt werden - Boranalysen der Minerale liegen nicht vor - daß im Gegensatz zu den Mineralen aus dem phyllitischen Glimmerschiefer in denjenigen aus dem Gneis nur eine geringe Neigung besteht, dieses Element aufzunehmen.

Anatexis:

Bei der teilweisen Aufschmelzung von hochmetamorpher granitoider bzw. basischer kontinentaler Kruste findet eine deutliche Fraktionierung zahlreicher Elemente statt. Dabei ergibt sich sowohl für die Metapelite als auch für die Metabasite ein weitgehend übereinstimmendes geochemisches Verhalten. Anhand der Verteilung auf Leukosom und Melanosom ist es möglich - analog zu Teilschmelzbildungen im oberen Erdmantel - eine Anordnung der analysierten Elemente nach Krusteninkompatibilität zu erstellen. Für die granitoide Kruste kann gezeigt werden, daß die SEE-Konzentrationen in den Teilschmelzen im wesentlichen in akzessorischen Phasen (LSEE in Monazit, SSEE in Zirkon und Granat) enthalten sind. Neben der Löslichkeit dieser Phasen in den Teilschmelzen ist auch die Übernahme im festen Zustand zu berücksichtigen.

Granitisation:

Für die Produkte der Granitisation (Kristallgranit, Ödwieser Granit) ist aufgrund der zuvor erarbeiteten Ergebnisse über das geochemische Verhalten der Elemente bei Teilschmelzbildungen, eine solche als genetisch prägender Vorgang auszuschließen. Vielmehr wird ein Modell erstellt, welches Mischung von Mantelderivat mit Krustenmaterial, sowie fraktionierte Kristallisation

beinhaltet.

Der kontinuierliche Übergang des Kristallgranites in das Nebengestein (Anatexit) stellt eine Zone dar (Körnelgneis), in der das granitoide Magma in einer frühen Phase seiner Entwicklung dieses Nebengestein assimiliert hat.

Die diskordanten Magmatite des Regensburger Waldes (intermediäre bis stark saure Gesteine) werden einer gemeinsamen Entwicklungsreihe zugeordnet. Die Entwicklung der intermediären zu den granodioritischen Gesteinen ist geprägt von Nebengesteinsassimilation und fraktionierter Kristallisation. Im granitischen Bereich stellt die Fraktionierung den bestimmenden Bildungsvorgang dar.

Die Möglichkeit, zumindest die stark sauren Gesteine dieser Reihe als Produkte einer Anatexis der granitoiden Kruste zu betrachten, ist aufgrund der vorliegenden Ergebnisse eindeutig auszuschließen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALBUQUERQUE, C.A.R. de (1978): Rare Earth Elements in "Younger" granites, Northern Portugal. - Lithos 11, 219-229.
- BLÜMEL, P. (1970): Die polymetamorphe Entwicklungsgeschichte der moldanubischen Hangendserien Ostbayerns. Eine chronologische Analyse von Rekristallisation und Deformation. - Diss. Univ. München.
- BLÜMEL, P. (1972): Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam- Bodenmais, E- Bayern. - N.Jb. Miner. Abh. 118, 74-96.
- CETIN, B. (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen an klein- bis mittelkörnigen Graniten des Regensburger Waldes. - Dipl. Arbeit Univ. München.
- CONDIE, K.C. and ALLEN, P. (1980): Origin of archean migmatites from the Gweno Dam Area, Zimbabwe - Rhodesia. - Contrib. Mineral. Petrol. 74, 35-43.
- CULLERS, R.L. and GRAF, J.L. (1984): Rare Earth Elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. in: P. HENDERSON (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. - Elsevier, Amsterdam.
- DIDIER, J. (1987): Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. - Geol. Rundschau 76/1, 41-50.
- EMMERMANN, R., DAIEVA, L., SCHNEIDER, J. (1975): Petrologic significance of Rare Earths distribution in granites. - Contrib. Mineral. Petrol. 52, 267-283.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl/ Oberösterreich. - Jb. Geol. B.- A. 128, 383-402.
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. - Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. 41, 1-22.
- FOURCADE, S. and ALLEGRE, C.J. (1981): Trace elements behavior in granite genesis: a case study; the calc- alkaline plutonic association from the Querigut Complex

- (Pyrenees, France). - Contrib. Mineral. Petrol. 76, 177- 195.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. and SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the moldanubikum of the area Lam- Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. - Contrib. Mineral. Petrol. 45, 37-63.
- GRIEBEL, J. (1970): Die Granodiorite von Stallwang und ihre Einschlüsse. Die Assimilation granitähnlicher Gneiseinschlüsse durch ein dioritisches Magma. - Diss. Univ. München.
- HANSON, G.N. (1980): Rare Earth Elements in petrogenetic studies of igneous systems. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 8, 371-406.
- HASKIN, L.A., HASKIN, M. A., FREY, F. A. and WILDEMAN, T. R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the Rare Earth. in: L. H. AHRENS (Ed.): Origin and Distribution of the Elements. Pergamon, Oxford, 889-912.
- HENDERSON, P. (1984): General geochemical properties and abundances of the Rare Earth Elements. in: P. HENDERSON (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- HUMPHRIS, S. E. (1984): The mobility of the Rare Earth Elements in the crust. in: P. HENDERSON (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. - Elsevier, Amsterdam.
- JENCEK, V. and VAJNER, V. (1968): Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubikum. - Krystalinikum 6, 105-124.
- KÖHLER, H. (1981): Rb/Sr- Altersbestimmungen und Sr- Isotopen Systematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum Ostbayerns). - Habil.-Schrift Univ. München.
- KÖHLER, H. und MÜLLER- SOHNIUS, D. (1985): Rb- Sr- Altersbestimmungen und Sr- Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE Bayerns) - Teil 1: Paragneisanatexite. - N. Jb. Miner. Abh. 151, 1-28.

- KÖHLER, H. und MÜLLER- SOHNIUS, D. (1986): Rb- Sr- Altersbestimmungen und Sr- Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE Bayern) - Teil 2: Intrusivgesteine. - N. Jb. Miner. Abh. 155, 219-241.
- KRAMAR, U. und PUCHELT, H. (1982): Reproducibility tests for INAA- determinations with AGV-1, BCR-1 and GSP-1 and new data for 17 geochemical reference materials. - Geostandards Newsletter 6, 221-227.
- KTB- Bericht (1986), 2. KTB- Kolloquium, Seeheim/ Odenwald.
- Mc CARTHY, T.S. and KABLE, E.J.D. (1978): On the behavior of the Rare Earth Elements during partial melting of granitic rock. - Chem. Geol. 22, 21-29.
- MITTLEFEHLDT, D.W. and MILLER, C.F. (1983): Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. - Geochim. Cosmochim. Acta 47, 109-124.
- MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and Metamorphic Belts. - Allen and Unwin, London.
- MOYD, L. (1949): Petrology of the nepheline and corundum rocks of southeastern Ontario. - Amer. Min. 34, 736-751.
- MUECKE, G.K., PRIDE, C. and SARKAR, P. (1979): Rare Earth Element geochemistry of regional metamorphic rocks. In: L.H. AHRENS (Ed.): Origin and Distributions of the Elements, 2. - Pergamon, Oxford, 449-464.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta 38, 757-775.
- OLBRICH, M. (1985): Geochemische Untersuchungen der varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes. - Diss. Univ. München.
- OVERSTREET, W.C. (1967): The geologic occurrence of monazite. - Geological Survey Professional Paper 530.
- POTTS, P.J., THORPE, O.W., ISAACS, M.C. and ROGERS, N.W. (1985): Instrumental neutron activation analysis of fourteen carbonate reference materials from the NBS and George Frederic Smith and eleven industrial

- geological samples from the Bureau of Analysed Samples. - Geostandards Newsletter 9, 173-179.
- PRICE, R.C. and TAYLOR, S.R. (1977): The Rare Earth Element geochemistry of granite, gneiss and migmatite from the Western Metamorphic Belt of South-Eastern Australia. - Contrib. Mineral. Petrol. 62, 249- 263.
- PROPACH, G. (1977): Variscan granitization in the Regensburger Wald, West Germany. - N. Jb. Miner. Mh. 1977, 97-111
- PROPACH, G. (1978): Granitization by mixing of crustal rocks and subduction- derived magma. - N. Jb. Miner. Mh. 12, 537-549.
- PROPACH, G. und OLBRICH, M. (1984): Herkunft der intermediären variskischen Magmatite des Bayerischen Waldes. - Fortschr. Min. 62, Bh.1, 189-190.
- RAPP, R.P. and WATSON, E.B. (1986): Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. - Contrib. Mineral. Petrol. 94, 304- 316.
- RYGOL, W. (1980): Geochemie und Petrographie der Granitporphyre des westlichen Regensburger Waldes. - Dipl. Arbeit Univ. München.
- SAUERER, A.F. (1986): Bor in Gesteinen, Mineralen und Verwitterungsprodukten des Bayerischen Waldes. Entwicklung und Anwendung einer spurenanalytischen Methode. - Diss. Univ. München.
- SAUNDERS, A.D. (1984): The Rare Earth Element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. in: P. HENDERSON (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. - Elsevier, Amsterdam.
- SCHARBERT, H.G. und FUCHS, G. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. - Fortschr. Min. 59, Bh.2, 129-152.
- SCHUBERT, K. (1979): Amphibolites from the central Alps: REE patterns and their relation to the possible parent rocks. - Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 59, 299-308.
- SCHULZ, M. (1982): Zur Genese des Ödwieser Granits (Vorderer Bayerischer Wald). - Diss. Univ. München.

- SHANNON, R.D. (1976): Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. - Acta Crystallogr., Sect. A, 32, 751-767.
- SPIEGEL, W. (1986): Beiträge zur Genese intermediärer und basischer Magmatite - Beispiele aus dem Bayerischen Wald. - Diss. Univ. München.
- SUK, M. (1971): Contribution to problem of material import during the metamorphism of pelitic schists. - Krystalinikum 7, 135-148.
- TROLL, G. (1968): Führer zu geologisch- petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil 2. - Geologica Bavarica 59, München.
- UNGER, H.J. und BAUBERGER, W. (1985): Geologische Karte von Bayern 1: 25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7546 Neuhaus a. Inn, München.
- WATSON, E.B. and HARRISON, T.M. (1984): Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. - Phys. Earth Planet. Inter. 35, 19-30.
- WEBER, C., BARBEY, P., CUNEY, M. and MARTIN, H. (1985): Trace element behavior during migmatization. Evidence for a complex melt- residuum- fluid interaction in the St. Malo migmatitic dome (France). - Contrib. Mineral. Petrol. 90, 52-62.
- WEBER, C. and BARBEY, P. (1986): The role of water, mixing processes and metamorphic fabric in the genesis of the Baume migmatites (Ardeche, France). - Contrib. Mineral. Petrol. 92, 481-491.
- WEDEPOHL, K.H. (1978): Handbook of Geochemistry 2-5. - Springer, Berlin.
- WINKLER, H.G.F. and BREITBART, R. (1978): New aspects of granitic magmas. - N.Jb. Miner. Mh., 1978, 463-480.
- ZAYDAN, A. und SCHARBERT, H.G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer und metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). - Jb. Geol. B.- A., 126, Heft 1, 181-199.

ANHANG

A) Auflistung der analysierten Gesteinsproben:

Neben den chemischen Analysenwerten der Proben enthalten die Tabellen die Elementverhältnisse K/Rb, Rb/Sr, La_N/Yb_N , sowie Eu/Eu^* .

Ferner ist für die magmatischen Gesteine die CIPW- Norm und der Differentiationsindex (DI) angegeben.

Teilweise liegen Fe^{2+} - Analysenwerte vor (FeO in den Listen), geschätzte Fe^{2+} - Konzentrationen sind mit einem Stern versehen (FeO^*).

Die Boranalysen einiger Metamorphite sind am Ende der Listen angegeben.

MET 1- 7 : phyllitische Glimmerschiefer

MET 8-15 : Glimmerschiefer

MET 16-32 : Gneise (z.T. metatektisch)

B) Fundortverzeichnis:

Für die Probenlokalitäten des Bayerischen Waldes sind das Kartenblatt und die Rechts- und Hochwerte angegeben (Koordinaten nach dem Gauß- Krüger- Gitter).

Für die Proben aus Niederösterreich liegen diese Angaben nicht vor. Stattdessen sind die Lokalitäten näher beschrieben.

Zudem werden im Verzeichnis die entsprechenden institutsinternen Probennummern angegeben.

Arbeitsgebiet "Prograde Metamorphose"

PROBE	MET 1	MET 2	MET 3	MET 4	MET 5	MET 6	MET 7	MET 8
SiO ₂	70.2	62.5	61.6	63.3	65.6	65.3	71.4	74.3
TiO ₂	.71	.78	.78	.76	.71	.72	.65	.64
Al ₂ O ₃	14.3	17.0	17.2	16.5	17.0	17.0	13.1	11.0
Fe ₂ O ₃	1.31	1.34	2.31	1.45	1.83	1.70	1.31	1.49
FeO	3.05	4.48	3.08	4.36	3.23	3.56*	2.38	5.28
MnO	.07	.11	.31	.10	.04	.04	.04	.13
MgO	1.64	3.15	3.16	2.56	1.62	2.21	.93	1.94
CaO	.31	1.04	1.17	1.25	.52	.71	.51	.12
Na ₂ O	2.80	2.12	1.81	2.32	2.95	2.40	2.19	.69
K ₂ O	2.89	3.86	4.08	3.52	3.50	3.51	3.57	1.77
P ₂ O ₅	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
SUMME	97.38	96.48	95.60	96.22	97.10	97.25	96.18	97.46
SC	13.0	17.7	18.6	17.7	17.8	16.5	10.3	11.0
RB	125	135	155	154	135	124	141	85
SR	111	141	110	118	122	116	53	<25
ZR	217	175	142	183	165	191	348	347
CS	8.00	9.22	7.71	7.10	7.30	6.95	4.00	2.57
BA	630	2098	1899	688	618	602	557	458
HF	6.79	5.31	4.66	5.72	5.41	5.24	10.56	10.24
TA	1.84	1.32	1.78	1.54	1.55	1.13	1.60	1.60
TH	10.8	9.7	9.6	10.4	9.2	8.1	10.8	10.8
U	4.5	3.2	3.2	7.7	5.9	5.0	6.2	2.5
LA	19.0	24.7	22.2	6.7	9.2	13.5	42.6	33.8
CE	39.2	51.6	48.7	14.6	19.4	29.4	73.2	69.8
ND	18.0	24.9	23.1	8.6	11.2	15.7	28.5	29.2
SM	3.8	4.6	4.1	1.6	2.0	3.3	5.7	5.5
EU	.63	.75	.77	.35	.32	.48	.96	1.27
TB	.69	.79	.74	.60	.62	.68	.83	.85
YB	2.31	2.38	2.35	2.56	2.43	2.53	2.62	2.98
LU	.29	.36	.30	.34	.33	.33	.34	.38
K/RB ($\cdot 10^{-3}$)	.19	.24	.22	.19	.22	.24	.21	.17
RB/SR	1.13	.96	1.41	1.31	1.11	1.07	2.66	—
LA _N /YB _N	5.50	6.94	6.32	1.75	2.53	3.57	10.87	7.58
EU/EU*	.48	.48	.55	.50	.39	.40	.53	.71

Arbeitsgebiet "Prograde Metamorphose"

PROBE	MET 9	MET 10	MET 11A	MET 11B	MET 12	MET 13	MET 14	MET 15
S102	69.8	66.5	65.9	55.1	61.5	69.0	68.4	64.2
T102	.81	.77	.64	.69	1.04	.76	.82	.83
AL203	13.0	16.6	14.3	15.3	19.0	16.7	15.9	19.0
FE203	1.16	1.53	.94	1.73	1.63	.92	1.39	1.57
FeO	6.45	3.62	3.65	3.30	5.14*	4.68	3.33	4.49
MnO	.17	.06	.07	.07	.11	.06	.03	.05
MgO	2.04	1.77	2.20	2.37	1.95	1.66	1.07	1.60
CaO	.06	.15	1.87	1.33	.46	.19	<0.01	.06
Na2O	.85	.90	2.52	2.42	.86	.60	<0.20	.31
K2O	2.59	3.65	2.69	3.32	4.92	3.54	5.69	5.07
P2O5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
SUMME	97.03	95.95	97.88	96.73	96.71	98.21	96.75	97.28
SC	12.7	14.8	13.5	13.7	19.3	15.4	13.4	15.7
RB	92	147	125	123	217	150	203	187
SR	<25	65	274	211	126	109	<25	<25
ZR	428	257	187	195	198	173	312	236
CS	4.37	5.13	5.06	4.79	13.54	8.19	12.49	15.39
BA	474	483	542	650	668	533	684	819
HF	12.22	6.45	5.80	5.92	4.88	6.03	9.15	6.85
TA	1.89	2.12	1.79	1.97	1.73	2.01	2.00	1.93
TH	13.4	11.3	9.2	9.8	13.9	12.1	14.0	13.2
U	3.4	3.1	5.6	6.3	4.8	3.1	4.0	2.7
LA	42.5	43.8	39.1	38.3	58.7	43.2	39.3	49.6
CE	85.7	77.0	72.2	70.4	107.5	76.8	75.4	89.3
ND	36.2	33.6	29.3	31.9	49.5	30.3	29.6	36.6
SM	6.9	6.9	5.7	5.5	7.7	6.0	5.7	6.8
EU	1.42	1.16	1.08	1.04	1.36	1.01	.66	1.02
TB	.96	.85	.87	.89	1.01	.94	.91	.89
YB	3.22	2.85	2.82	2.56	3.27	3.11	3.31	2.73
LU	.46	.37	.36	.34	.42	.44	.40	.37
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.23	.21	.18	.22	.19	.20	.23	.23
RB/SR	—	2.26	.46	.58	1.72	1.38	—	—
LA _N /YB _N	8.83	10.28	9.27	10.00	12.00	9.29	7.94	12.15
EU/EU*	.65	.55	.58	.57	.57	.51	.35	.48

Arbeitsgebiet "Prograde Metamorphose"

PROBE	MET 16	MET 17	MET 18	MET 19	MET 20	MET 21	MET 22	MET 23
S102	72.7	69.1	67.2	62.5	62.2	61.8	66.3	65.0
T102	.64	.55	.60	1.02	.92	1.05	.77	.84
AL203	13.0	15.2	14.7	18.5	18.4	18.5	17.1	19.2
FE2O3	.41	.61	.93	.83	.82	.95	.52	.50
FeO	3.35*	3.22	2.98	6.64*	6.60*	7.37	5.12	5.41
MnO	.06	.05	.03	.11	.12	.13	.07	.12
MgO	1.39	1.28	1.43	3.37	3.33	3.61	2.43	2.22
CaO	1.78	1.04	1.04	.92	1.37	.93	1.11	.79
Na2O	3.64	3.20	3.22	2.23	2.04	1.32	1.73	1.60
K2O	2.05	4.44	4.99	3.97	3.65	3.01	3.97	3.93
P2O5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
SUMME	99.12	98.79	97.22	100.16	99.52	98.77	99.22	99.71
SC	11.0	12.3	12.7	22.1	18.7	23.9	14.1	16.6
RB	81	203	215	190	129	98	152	147
SR	453	88	145	167	221	160	228	145
ZR	315	194	240	319	268	229	231	245
CS	3.58	7.27	7.78	5.43	2.81	2.37	3.46	3.34
BA	670	483	550	704	791	782	782	652
HF	8.49	5.69	6.59	8.76	6.79	6.44	7.44	6.51
TA	1.90	2.35	2.26	1.66	1.12	1.61	1.82	1.85
TH	13.0	11.4	12.6	15.7	18.6	12.2	14.2	15.7
U	2.8	4.6	5.1	6.7	3.1	1.9	4.2	5.2
LA	49.9	32.8	35.4	58.4	56.9	50.8	53.0	56.7
CE	84.0	64.7	66.8	107.1	105.4	90.9	90.8	99.1
ND	35.7	30.4	31.1	55.4	57.7	36.2	37.1	39.3
SM	6.2	6.6	6.3	8.7	8.0	7.9	7.9	8.3
EU	.95	.80	.90	1.32	1.42	1.29	1.29	1.29
TB	.91	.84	.95	2.01	1.41	1.22	1.09	1.13
YB	2.90	2.88	3.16	3.82	3.11	4.10	3.44	4.06
LU	.37	.39	.40	.53	.35	.57	.50	.63
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.21	.18	.19	.17	.23	.25	.22	.22
RB/SR	.18	2.31	1.48	1.14	.58	.61	.67	1.01
LA _N /YB _N	11.51	7.62	7.49	10.22	12.23	8.29	10.30	9.34
EU/EU*	.48	.40	.44	.41	.52	.50	.52	.50

Arbeitsgebiet "Prograde Metamorphose"

PROBE	MET 24	MET 25	MET 26	MET 27	MET 28	MET 29	MET 30	MET 31
SiO2	63.4	65.3	62.9	66.3	65.6	63.1	67.0	65.4
TiO2	.97	.76	.84	.71	.74	1.20	.75	.73
Al2O3	20.0	17.4	17.5	15.8	17.8	19.5	14.5	15.3
Fe2O3	.74	.59	.72	.57	.51	.64	.22	.49
FEO	5.94	4.79*	5.73*	4.62*	4.15*	6.82	6.85	7.11
MNO	.15	.08	.08	.07	.06	.10	.12	.18
MGO	2.41	2.19	2.99	2.10	1.76	2.93	1.82	2.16
CAO	.74	1.08	.70	1.44	.90	.42	.75	.69
NA2O	1.43	2.02	2.03	2.56	2.20	.82	1.85	.99
K2O	4.07	3.72	4.16	3.63	5.01	3.27	3.33	3.96
P2O5	<0.1	.16	.17	.14	.21	<0.1	.11	.12
SUMME	99.95	98.09	97.82	97.94	98.94	98.83	97.30	97.13
SC	19.5	13.2	18.0	14.8	15.5	21.6	30.6	28.3
RB	152	170	177	156	218	122	115	130
SR	206	209	177	215	208	116	156	151
ZR	238	210	196	233	191	187	267	230
CS	3.14	7.19	4.52	3.58	4.72	4.47	2.96	3.30
BA	694	823	1170	832	1085	771	800	858
HF	6.50	6.57	6.71	6.98	6.40	7.22	11.36	8.27
TA	2.26	1.98	1.41	1.92	1.92	2.12	1.82	1.42
TH	16.3	16.2	14.2	13.4	18.3	19.2	23.4	19.2
U	4.3	6.7	8.0	4.9	8.0	2.1	6.1	2.5
LA	56.9	54.6	51.2	46.0	51.4	51.2	66.3	45.0
CE	99.9	102.2	96.0	84.9	99.3	106.6	127.6	91.6
ND	42.0	36.2	49.6	36.0	35.5	47.5	57.3	41.7
SM	8.3	7.6	8.1	7.5	7.7	7.3	10.5	7.2
EU	1.31	1.31	1.37	1.20	1.29	1.31	1.51	1.43
TB	1.19	1.13	1.22	1.37	1.12	1.18	1.33	1.25
YB	5.90	3.18	3.35	3.87	3.55	3.54	6.74	6.20
LU	.83	.39	.43	.46	.43	.47	1.05	.89
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.22	.18	.20	.19	.19	.22	.24	.25
RB/SR	.74	.81	1.00	.73	1.05	1.05	.74	.86
LA _N /YB _N	6.45	11.48	10.22	7.95	9.68	9.67	6.58	4.85
EU/EU*	.50	.53	.52	.46	.52	.54	.47	.58

Anatexis Metapelite (Bayerischer Wald)

PROBE	MET 32	ECK 1L	ECK 1M	ECK 7L	ECK 7M	ECK 11L	ECK 11M	RSL 1L
SiO2	58.6	74.8	59.4	89.1	56.2	75.4	58.1	74.9
TiO2	.99	.06	1.09	.04	1.37	.08	1.28	.20
Al2O3	19.7	14.7	22.4	6.5	26.6	15.4	23.1	14.4
Fe2O3	.85	.04	.94	.08	1.05	.09	1.04	.13
FeO	7.01	.88	7.53*	.59*	8.42*	.70*	8.34*	1.08*
MnO	.37	<0.01	.15	.02	.10	.03	.15	<0.01
MgO	2.92	.25	2.34	.17	2.62	.23	2.76	.39
CaO	.34	1.79	.27	.44	.21	1.64	.23	2.21
Na2O	2.06	2.05	.42	.89	.47	2.19	.41	3.17
K2O	3.94	5.23	4.32	3.08	3.36	5.65	4.53	3.77
P2O5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
SUMME	96.87	99.82	98.96	100.92	100.41	101.42	99.95	100.27
SC	27.8	.90	22.5	.87	26.2	2.3	28.0	3.2
RB	142	301	155	106	198	176	227	96
SR	147	293	84	224	91	289	100	233
ZR	182	67	209	26	243	68	237	86
CS	6.65	1.77	5.64	1.14	5.78	2.56	8.30	1.16
BA	1045	1051	453	456	487	655	529	943
HF	7.15	1.12	5.48	.75	7.32	2.59	6.79	2.95
TA	2.41	.59	1.44	.20	1.46	.42	1.16	.35
TH	14.0	1.7	16.7	1.1	23.8	1.8	20.2	5.0
U	2.1	4.2	4.4	2.2	6.9	5.2	7.4	4.5
LA	51.4	7.8	78.8	3.9	85.8	7.5	83.5	19.3
CE	103.5	14.2	145.5	8.0	155.5	14.4	149.2	36.6
ND	48.0	5.4	61.7	<5.0	62.7	6.3	59.6	16.3
SM	7.4	.8	10.6	.8	11.6	1.3	11.1	3.2
EU	1.40	1.51	1.64	1.03	1.53	1.61	1.56	1.97
TB	1.19	.16	1.26	.15	1.45	.24	1.50	.37
YB	6.54	.55	3.84	.52	3.30	.95	3.24	1.15
LU	.88	.07	.51	.06	.40	.16	.40	.14
K/RB(*10 ⁻³)	.23	.14	.23	.24	.14	.27	.17	.33
RB/SR	.97	1.03	1.85	.47	2.18	.61	2.27	.41
LA _N /YB _N	5.26	9.48	13.72	5.02	17.39	5.28	17.23	11.22
EU/EU*	.57	5.30	.52	3.69	.43	3.57	.45	2.07
CIPW-NORM								
AB		17.38		7.46		18.27		26.75
OR		30.96		18.03		32.92		22.22
AN		8.83		2.10		7.96		10.87
Q		38.07		69.88		36.18		35.94
NE		—		—		—		—
DI		—		—		—		—
HY		2.13		1.40		1.68		2.53
HY-EN		.62		.42		.56		.97
HY-FS		1.51		.88		1.12		1.56
OL		—		—		—		—
MT		.06		.11		.13		.19
IL		.11		.08		.15		.38
AP		.02				.02		.02
C		2.44		.92		2.69		1.11
DI		86.40		95.37		87.37		84.91

Anatexis Metapelite (Bayerischer Wald)

PROBE	RSL 1M	RSL 2L	RSL 2M	MÜH 1M	MÜH 2L	MÜH 2M	GBB 1L	HAR 1P
S102	54.6	73.3	70.8	59.4	80.1	48.7	74.6	47.4
T102	1.28	.15	1.08	.99	.08	1.62	.03	1.72
AL203	23.8	14.6	14.5	22.6	10.6	28.4	16.0	15.1
FE203	1.04	.15	.56	1.17	.06	1.65	.08	2.41
FEO	8.34*	1.17*	4.50*	9.40*	.45*	13.20*	.34*	9.27*
MNO	.08	.02	.04	.19	<0.01	.25	.02	.19
MGO	3.54	.45	1.72	2.63	.19	4.00	.05	7.56
CAO	1.59	.78	2.03	.13	<0.01	<0.01	2.62	12.20
NA2O	1.56	2.25	2.86	<0.20	.75	<0.20	6.68	2.94
K2O	2.51	6.94	1.79	3.08	6.63	1.99	.62	.81
P2O5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	.12
SUMME	98.35	99.82	99.89	99.61	98.90	99.85	101.05	99.72
SC	31.0	3.0	16.7	28.1	.42	40.3	—	43.9
RB	172	179	133	141	216	169	28	12
SR	102	237	140	31	188	44	301	224
ZR	258	82	462	139	34	233	60	110
CS	7.38	2.16	5.46	1.63	.90	2.14	—	.88
BA	332	1476	274	510	1502	447	—	88
HF	8.23	2.63	14.75	4.96	1.43	7.69	—	3.19
TA	1.71	.46	1.73	2.45	1.30	2.04	—	.58
TH	21.2	8.4	18.0	22.2	30.2	12.5	—	.6
U	6.5	2.9	7.8	4.1	6.7	5.2	—	<1.0
LA	78.4	24.3	45.2	73.7	90.1	34.7	—	7.5
CE	149.2	46.5	87.7	128.2	153.4	67.0	—	—
ND	58.2	19.0	38.0	51.4	60.7	26.8	—	<5.0
SM	11.7	3.6	7.5	9.4	10.9	5.4	—	4.0
EU	1.28	2.02	1.25	.99	2.02	.31	—	1.31
TB	1.34	.37	.89	1.62	.32	1.92	—	.70
YB	4.46	.79	2.10	4.75	.46	5.67	—	2.01
LU	.57	.09	.25	.74	.05	.83	—	.25
K/RB ($\cdot 10^{-3}$)	.12	.32	.11	.18	.25	.10	.18	.56
RB/SR	1.69	.76	.95	4.55	1.15	3.84	.09	.05
LA _N /YB _N	11.75	20.57	14.39	10.38	130.98	4.09	—	2.50
EU/EU*	.37	1.97	.56	.31	.99	.13	—	.96
CIPW-NORM								
AB		19.07			6.42		55.94	
OR		41.08			39.61		3.63	
AN		3.81			.03		11.72	
Q		30.57			50.32		27.41	
NE		—			—		—	
DI		—			—		.93	
HY		2.94			1.15		.18	
HY-EN		1.12			.48		.03	
HY-FS		1.82			.67		.15	
OL		—			—		—	
MT		.22			.09		.11	
IL		.29			.15		.06	
AP		.02			.02		.02	
C		2.00			2.20		—	
DI		90.73			96.35		86.97	

Anatexis Amphibolite (Waldviertel)

PROBE	HAR 1L	HAR 2P	HAR 2L	KRO 1L	KRO 1M	KRO 2P	KRO 2L	KRO 3P
S102	75.0	47.8	67.8	58.9	43.3	51.2	72.0	48.6
T102	.12	1.74	.05	.25	1.22	1.35	.07	1.61
AL203	15.6	15.2	19.0	25.0	12.5	16.3	16.2	15.6
FE203	.15	2.49	.13	.21	1.70	1.98	.15	2.24
FeO	.60*	9.56*	.48*	.77*	6.56*	7.59*	.55*	8.61*
MnO	.03	.20	.02	.02	.21	.17	.02	.19
MgO	.25	7.66	.12	.97	12.60	5.99	.20	8.36
CaO	3.59	11.40	5.82	6.18	15.90	9.92	4.81	10.70
Na2O	5.36	2.83	6.28	7.34	1.13	3.42	5.09	3.15
K2O	.52	.93	.62	.93	1.21	.44	.27	.41
P2O5	<0.1	.11	.77	<0.1	.11	<0.1	.24	<0.1
SUMME	101.23	99.92	101.09	100.58	96.44	98.37	99.60	99.48
SC	.7	—	—	1.9	35.1	54.0	2.8	52.9
RB	16	<10	<10	107	76	<4	<2	<4
SR	345	209	439	432	125	229	277	147
ZR	38	110	121	151	96	90	26	118
CS	1.06	—	—	21.90	9.32	.90	.62	.57
BA	174	—	—	1025	279	<50	159	<50
HF	.90	—	—	4.98	3.51	3.45	.71	3.96
TA	1.13	—	—	.47	1.34	.41	1.13	.31
TH	.4	—	—	7.2	2.0	.5	.6	.7
U	<1.0	—	—	5.9	9.6	<1.0	<1.0	<1.0
LA	1.3	—	—	8.6	9.3	4.9	3.8	6.8
CE	3.0	—	—	11.6	—	—	8.0	—
ND	<5.0	—	—	<5.0	14.7	<5.0	<5.0	<5.0
SM	.4	—	—	.8	4.4	3.9	1.0	4.3
EU	.34	—	—	.38	1.01	1.11	.43	1.25
TB	.11	—	—	.15	.75	.95	.17	.89
YB	.37	—	—	.61	2.52	3.13	.64	3.14
LU	.04	—	—	.08	.32	.42	.08	.45
K/RB ($\cdot 10^{-3}$)	.27	—	—	.07	.13	—	—	—
RB/SR	.05	—	—	.25	.61	—	—	—
LA _N /YB _N	2.39	—	—	9.43	2.47	1.05	3.97	1.45
EU/EU*	1.98	—	—	1.32	.68	.75	1.27	.81
CIPW-NORM								
AB	44.80		52.57	58.52			43.24	
QR	3.04		3.62	5.46			1.60	
AN	16.76		21.59	30.42			20.64	
Q	33.17		18.33	—			31.57	
NE	—		—	1.75			—	
DI	.64		1.70	—			1.47	
HY	1.12		.15	—			.57	
HY-EN	.48		.04	—			.22	
HY-FS	.64		.11	—			.35	
OL	—		—	2.35			—	
MT	.21		.19	.30			.22	
IL	.23		.09	.47			.13	
AP	.02		1.80	.02			.57	
C	—		—	.70			—	
DI	81.01		74.52	65.74			76.41	

Anatexis Amphibolite (Waldviertel)

PROBE	MELK 1	MELK 2	MELK 3	MELK 4	MELK 5	ANA 1	ANA 2	ANA 3
S102	52.5	51.2	53.6	69.2	76.9	68.2	69.8	66.0
T102	1.55	1.53	1.35	.32	.18	.60	.53	.67
AL203	14.8	14.7	15.0	16.1	11.9	15.0	14.6	16.1
FE203	2.75	2.79	2.49	.48	.59	.3	.3	.5
FEO	10.59*	10.73*	9.56*	1.87*	2.27*	3.7*	3.0*	4.6*
MNO	.20	.23	.24	.05	.04	.06	.04	.04
MGO	5.41	5.88	5.21	.88	.36	1.7	1.0	2.1
CAO	8.19	8.56	7.25	4.26	2.23	1.5	1.5	1.2
NA2O	3.43	2.56	3.75	5.32	4.04	2.9	3.4	2.6
K2O	.77	.76	.63	.69	.38	4.1	4.6	4.0
P2O5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	.29	.23	.13
SUMME	100.20	98.95	99.09	99.18	98.90	98.35	99.00	97.94
SC	46.1	53.4	—	7.2	—	8.9	9.6	12.0
RB	26	22	<10	26	17	204	161	187
SR	233	257	210	274	208	163	117	154
ZR	82	74	71	212	130	248	173	202
CS	1.25	.73	—	.63	—	5.72	7.84	7.79
BA	148	188	—	200	—	652	529	644
HF	2.70	2.61	—	6.38	—	8.23	5.11	6.48
TA	<0.1	.32	—	1.07	—	2.38	1.27	1.55
TH	.6	.6	—	.7	—	18.7	7.9	11.7
U	<1.0	3.4	—	<1.0	—	3.1	1.7	1.7
LA	4.5	3.7	—	7.7	—	50.8	28.5	36.0
CE	—	—	—	17.0	—	103.2	59.7	76.1
ND	<5.0	<5.0	—	8.9	—	43.7	32.3	30.2
SM	3.1	3.3	—	2.2	—	8.0	4.9	6.1
EU	1.09	1.00	—	.75	—	1.11	.92	1.11
TB	.61	.68	—	.39	—	.93	1.36	.98
YB	2.07	2.48	—	1.48	—	3.01	2.48	3.48
LU	.30	.36	—	.18	—	.37	.33	.41
K/RB ($\cdot 10^{-3}$)	.25	.29	—	.22	.19	.17	.24	.18
RB/SR	.11	.09	—	.09	.08	1.25	1.38	1.21
LA _N /YB _N	1.45	1.00	—	3.48	—	11.29	7.68	6.92
EU/EU*	.99	.84	—	1.00	—	.47	.47	.55

Granitisation "Regensburger Wald"

PROBE	ANA 4	ANA 5	ANA 6	KG 1	KG 2	KG 3	KG 4	KG 5
S102	67.3	72.4	68.0	72.5	71.9	66.0	67.2	68.1
T102	.61	.38	.57	.48	.39	.74	.57	.63
AL203	16.0	14.1	15.5	14.0	14.2	15.1	15.5	15.0
FE203	.3	.3	.3	.3	.3	.4	.4	.4
FEO	4.1*	2.2*	3.5*	2.6*	2.1*	3.4*	2.9*	3.0*
MNO	.05	.03	.06	.05	.04	.08	.04	.04
MGO	2.0	.7	1.7	.6	.3	1.4	.9	1.1
CAO	1.5	1.5	1.8	1.4	1.5	2.3	2.2	1.9
NA2O	2.9	3.1	3.2	2.7	2.9	3.1	3.1	3.1
K2O	3.8	4.4	3.9	5.1	5.6	4.9	5.2	5.1
P2O5	.22	.21	.26	.20	.14	.33	.25	.34
SUMME	98.78	99.32	98.79	99.93	99.37	97.75	98.26	98.71
SC	13.8	8.8	10.5	7.8	5.5	11.4	8.8	9.5
RB	195	122	166	291	277	198	221	235
SR	126	125	167	115	128	183	214	163
ZR	181	160	217	270	211	311	278	287
CS	6.87	6.42	7.80	6.59	4.42	3.89	2.98	8.99
BA	1152	744	513	365	587	844	832	665
HF	10.53	5.90	6.72	9.96	9.09	10.98	9.64	10.29
TA	2.01	2.14	2.23	3.02	2.38	3.15	2.49	3.37
TH	11.3	14.2	11.9	31.4	40.4	25.9	22.8	20.0
U	3.0	1.4	5.4	8.2	1.7	1.6	1.2	4.8
LA	35.1	32.0	33.5	71.0	63.2	65.8	58.5	53.0
CE	70.0	66.8	67.9	134.3	128.1	131.1	114.5	102.7
ND	35.1	31.2	33.4	54.6	61.2	72.6	58.0	41.7
SM	6.4	5.8	6.3	11.0	9.0	10.0	8.0	8.2
EU	.95	1.01	.99	.81	.93	1.40	1.36	1.14
TB	1.14	1.09	1.12	1.14	.85	1.06	.78	.86
YB	1.89	4.47	4.16	2.82	2.51	2.80	2.56	2.92
LU	.25	.53	.48	.34	.28	.35	.28	.32
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.16	.30	.20	.15	.17	.21	.20	.18
RB/SR	1.55	.98	.99	2.53	2.16	1.08	1.03	1.44
LA _N /YB _N	12.42	4.79	5.38	16.84	16.84	15.71	15.28	12.14
EU/EU*	.43	.50	.46	.26	.37	.49	.61	.48
CIPW-NORM								
AB				22.86	24.69	26.84	26.70	26.57
OR				30.16	33.30	29.62	31.27	30.53
AN				5.64	6.57	9.47	9.45	7.30
Q				32.23	29.13	21.41	22.43	24.19
NE				—	—	—	—	—
DI				—	—	—	—	—
HY				5.32	3.81	8.52	6.48	7.04
HY-EN				1.50	.75	3.57	2.28	2.78
HY-FS				3.83	3.06	4.95	4.20	4.27
OL				—	—	—	—	—
MT				.44	.44	.59	.59	.59
IL				.81	.75	1.44	1.10	1.21
AP				.47	.33	.80	.60	.82
C				1.97	.98	1.34	1.39	1.76
DI				85.25	87.13	77.87	80.40	81.30

Granitisation "Regensburger Wald"

PROBE	KGN 1	KGN 2	KGN 3	KGN 4	KGN 5	PGN 1	PGN 2	PGN 3
S102	64.1	66.7	64.1	63.5	65.7	64.8	66.2	66.0
T102	.66	.72	.78	.84	.86	.91	.89	.72
AL203	16.4	15.8	16.2	15.8	15.5	16.3	15.8	15.9
FE203	.4	.4	.4	.5	.4	.53	.25	.32
FeO	3.3*	4.1*	3.5*	4.4*	3.9*	4.90	4.67	5.09
MnO	.07	.06	.04	.09	.07	.10	.06	.10
MgO	2.2	1.9	2.2	2.5	1.7	2.18	2.07	2.17
CaO	2.9	1.6	2.8	3.1	2.3	1.66	1.47	1.47
Na2O	3.2	2.5	2.8	2.9	2.9	2.37	2.56	2.50
K2O	4.4	4.1	4.5	4.5	4.5	3.57	3.56	2.90
P2O5	.37	.32	.47	.35	.44	<0.1	<0.1	.19
SUMME	98.00	98.20	97.59	98.48	98.27	97.37	97.62	97.36
SC	11.2	13.9	12.1	16.3	12.6	16.0	16.5	16.8
RB	191	202	268	249	268	134	169	134
SR	320	182	280	320	218	234	244	214
ZR	190	235	203	290	270	224	241	211
CS	5.82	6.79	6.45	9.66	7.78	5.12	6.21	6.79
BA	806	822	735	856	728	880	645	599
HF	6.60	8.94	8.19	9.54	9.37	6.92	6.14	7.25
TA	2.44	2.34	2.07	3.63	2.82	1.60	1.22	2.24
TH	18.7	19.8	18.4	33.7	34.3	12.3	11.8	10.1
U	4.6	9.8	3.9	6.7	6.6	3.1	8.4	3.2
LA	50.1	55.8	38.6	66.8	69.1	40.6	43.8	35.8
CE	97.6	111.8	84.5	135.2	143.1	80.3	84.7	73.2
ND	34.8	55.4	40.7	56.7	76.6	37.3	54.6	39.9
SM	6.0	8.8	6.5	9.8	10.7	5.9	7.3	5.8
EU	1.32	1.21	1.24	1.24	1.31	1.4	1.29	1.29
TB	.81	.98	.71	1.10	.98	.92	1.30	.98
YB	1.61	2.94	2.37	3.00	2.66	2.78	3.13	3.46
LU	.18	.41	.30	.34	.33	.37	.31	.37
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.19	.17	.14	.15	.14	.22	.17	.18
RB/SR	.60	1.11	.96	.78	1.23	.57	.69	.63
LA _N /YB _N	20.81	12.69	10.89	14.89	17.37	9.77	9.36	6.92
EU/EU*	.70	.47	.66	.43	.45	.72	.52	.66
CIPW-NORM								
AB	27.63	21.54	24.28	24.92	24.95			
OR	26.53	24.67	27.25	27.00	27.03			
AN	12.21	5.95	10.07	13.29	8.68			
Q	18.39	28.84	21.36	17.36	23.28			
NE	—	—	—	—	—			
DI	—	—	—	—	—			
HY	10.46	11.05	10.62	12.87	9.85			
HY-EN	5.59	4.82	5.61	6.32	4.30			
HY-FS	4.87	6.23	5.00	6.55	5.55			
OL	—	—	—	—	—			
MT	.59	.59	.59	.74	.74			
IL	1.28	1.39	1.52	1.62	1.66			
AP	.89	.77	1.14	.84	1.06			
C	2.03	5.20	3.20	1.38	2.78			
DI	72.56	75.06	72.89	69.28	75.26			

Granitisation "St. Englmar"

PROBE	PGN 4	PGN 5	PGN 6	ÖG 1	ÖG 2	ÖG 3	ÖG 4	ÖG 5
SI02	68.1	64.5	67.9	67.1	64.2	64.9	62.7	71.4
TI02	.72	1.03	.72	.79	.95	.90	1.17	.47
AL203	15.5	15.8	14.8	15.0	15.5	16.6	15.7	14.7
FE203	.70	.63	.21	.40	.77	.80	1.04	.39
FeO	3.67	5.35	4.08	4.08	4.35	3.47	5.58	2.63
MnO	.09	.15	.07	.07	.08	.07	.10	.04
MgO	1.36	1.97	1.61	1.36	1.61	1.74	2.42	.98
CaO	1.27	1.68	1.64	1.82	2.33	2.64	2.92	1.20
Na2O	2.17	2.34	2.71	2.87	3.61	2.90	2.56	1.60
K2O	3.69	2.83	4.03	4.50	4.71	4.59	3.95	4.85
P2O5	<0.1	<0.1	.27	.31	.31	.24	.56	.20
SUMME	97.36	96.33	98.04	98.30	98.42	98.85	98.70	98.46
SC	12.1	13.7	13.8	11.7	12.4	11.6	17.3	8.8
RB	138	174	193	226	197	189	197	245
SR	203	183	184	197	260	307	293	176
ZR	242	213	300	355	396	371	402	329
CS	7.21	9.69	7.62	7.36	3.57	4.97	4.07	4.85
BA	652	506	656	652	1078	967	978	618
HF	6.09	6.43	10.24	11.39	13.87	10.61	14.44	8.99
TA	1.47	2.73	2.49	2.32	1.90	2.14	2.48	2.01
TH	11.3	12.7	11.7	23.1	22.6	17.8	9.7	34.2
U	5.1	7.6	5.6	6.2	9.9	3.4	2.9	3.5
LA	36.5	38.1	48.9	61.6	81.7	59.7	66.9	55.1
CE	71.5	81.5	102.4	126.1	149.8	122.1	125.1	111.1
ND	48.6	30.2	49.2	55.6	73.1	49.1	66.2	63.2
SM	5.9	5.6	8.2	10.1	12.6	9.1	11.5	8.1
EU	1.08	1.20	1.14	1.10	1.53	1.55	1.72	.90
TB	1.00	.91	1.12	.99	1.40	.82	1.24	.95
YB	2.90	3.74	3.80	3.04	3.86	2.81	3.88	2.57
LU	.40	.44	.48	.39	.56	.34	.47	.33
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.22	.14	.17	.17	.20	.20	.17	.16
RB/SR	.68	.95	1.05	1.15	.76	.62	.67	1.39
LA _N /YB _N	8.42	6.81	8.61	13.55	14.15	14.21	11.53	14.34
EU/EU*	.54	.64	.44	.39	.41	.62	.52	.37
CIPW-NORM								
AB				24.71	31.04	24.82	21.95	13.75
OR				27.05	28.28	27.44	23.65	29.11
AN				7.12	9.69	11.66	10.97	4.72
Q				25.85	16.21	21.15	21.20	38.93
NE				—	—	—	—	—
DI				—	—	—	—	—
HY				9.54	10.10	8.79	13.85	6.34
HY-EN				3.45	4.07	4.38	6.11	2.48
HY-FS				6.09	6.03	4.41	7.74	3.87
OL				—	—	—	—	—
MT				.59	1.13	1.17	1.53	.57
IL				1.53	1.83	1.73	2.25	.91
AP				.75	.75	.58	1.34	.48
C				2.89	.98	2.67	3.29	5.20
DI				77.60	75.53	73.42	66.80	81.79

Diskordante Magmatite

(Regensburger Wald)

PROBE	ÖG 6	ÖG 7	ÖG 8	DIO 1	DIO 2	GD 1	GD 2	GD 3
S102	71.5	70.6	71.1	58.7	56.7	62.3	59.5	57.9
T102	.34	.48	.45	1.50	1.65	1.28	1.49	1.63
AL203	14.8	15.0	14.6	16.5	16.8	15.7	16.1	16.4
FE2O3	.22	.17	.04	.17	.27	.22	.43	.59
FeO	2.16	2.53	2.84	6.16	6.80	5.56	6.47	6.93
MNO	.05	.04	.03	.12	.14	.09	.13	.12
MGO	.83	1.03	.76	2.97	3.94	2.31	2.64	3.22
CAO	1.00	1.56	1.27	5.26	6.85	3.26	4.31	4.76
NA2O	2.39	2.22	3.00	2.69	2.10	3.54	2.79	2.95
K2O	5.39	5.02	4.73	3.06	3.23	4.10	4.10	4.10
P2O5	.14	.24	.12	.93	1.13	.78	.93	1.12
SUMME	98.82	98.89	98.94	98.06	99.61	99.14	98.89	99.72
SC	6.1	8.1	8.3	17.6	20.2	15.2	17.3	19.5
RB	212	236	208	130	151	171	179	155
SR	182	206	172	824	874	259	370	382
ZR	258	297	374	519	500	414	521	474
CS	5.67	5.13	5.85	3.41	3.46	3.91	5.20	2.52
BA	603	587	578	1585	1844	985	934	914
HF	5.72	6.52	9.07	13.92	14.02	13.34	17.26	16.97
TA	1.90	1.80	1.88	1.72	1.99	2.20	2.14	2.15
TH	12.3	15.5	27.1	25.8	25.4	11.7	17.0	15.3
U	5.4	3.5	2.4	6.1	5.6	4.1	2.8	2.0
LA	31.4	42.7	58.6	129.6	131.2	82.5	108.9	116.7
CE	63.7	86.4	124.0	235.1	241.5	154.7	213.4	233.0
ND	31.1	41.5	52.0	110.3	116.6	70.3	121.6	101.5
SM	5.8	7.3	8.9	16.8	17.5	12.8	16.5	17.4
EU	.95	1.04	.90	2.77	2.97	1.72	1.99	2.30
TB	.74	.97	1.13	1.25	1.22	1.13	1.21	1.56
YB	2.14	2.18	2.76	3.25	3.39	3.22	3.65	3.37
LU	.27	.28	.30	.34	.36	.39	.50	.50
K/RB(•10 ⁻³)	.21	.18	.19	.20	.18	.20	.19	.22
RB/SR	1.16	1.15	1.21	.16	.17	.66	.48	.41
LA _N /YB _N	9.81	13.10	14.20	26.67	25.88	17.13	19.95	23.16
EU/EU*	.53	.46	.33	.64	.68	.50	.47	.48
CIPW-NORM								
AB	20.48	19.00	25.66	23.21	17.84	30.21	23.87	25.03
OR	32.23	30.00	28.25	18.44	19.16	24.44	24.50	24.30
AN	4.09	6.24	5.58	20.41	26.70	11.17	15.48	16.34
Q	32.86	32.92	30.31	14.49	10.34	14.23	12.94	8.79
NE	—	—	—	—	—	—	—	—
DI	—	—	—	—	—	—	—	—
HY	5.45	6.42	6.46	16.64	19.69	13.95	16.06	17.84
HY-EN	2.09	2.59	1.91	7.54	9.85	5.80	6.65	8.04
HY-FS	3.36	3.83	4.54	9.09	9.84	8.15	9.41	9.80
OL	—	—	—	—	—	—	—	—
MT	.32	.25	.06	.25	.39	.32	.63	.86
IL	.65	.92	.86	2.91	3.15	2.45	2.86	3.10
AP	.34	.57	.29	2.25	2.69	1.86	2.23	2.66
C	3.59	3.69	2.55	1.45	.10	1.39	1.48	1.14
DI	85.56	81.91	84.21	56.14	47.34	68.89	61.31	58.12

**Diskordante Magmatite
(Regensburger Wald)**

**Einschlüsse im
Kristallgranit**

PROBE	GRA 1	POR 1	POR 2	KK GRA 1	KK GRA 2	GD 4	GD 5
S102	68.4	71.0	75.2	75.4	74.4	64.3	61.5
T102	.66	.37	.09	.02	.15	1.18	1.20
AL203	15.0	14.0	12.7	14.1	13.9	15.7	15.9
FE203	.18	1.07	.83	.03	.56	.37	.40
FeO	3.48	1.54	.65	.19	.77	5.53*	6.06*
MNO	.07	.02	.03	<0.01	.02	.07	.09
MGO	1.24	.44	.18	.23	.43	1.98	2.65
CAO	2.10	.98	.42	.21	.68	2.78	3.55
NA2O	2.63	2.82	3.06	2.79	3.33	2.32	2.91
K2O	5.28	5.53	5.08	6.86	4.90	4.21	3.14
P2O5	.39	.16	<0.1	.14	.14	.42	.45
SUMME	99.43	97.93	98.34	99.98	99.28	98.86	97.85
SC	9.8	2.7	1.4	.2	1.3	14.9	16.6
RB	281	332	464	253	323	209	173
SR	154	109	26	15	51	215	245
ZR	385	278	87	23	85	465	491
CS	3.77	4.54	5.46	3.31	2.56	4.52	3.67
BA	676	578	298	39	238	865	773
HF	11.88	8.90	4.11	1.72	3.15	12.66	12.49
TA	2.33	2.30	3.12	.65	1.98	1.98	1.81
TH	57.1	37.7	23.4	3.5	7.7	24.0	22.4
U	7.8	15.3	19.5	3.5	7.7	7.6	5.5
LA	94.3	77.0	26.1	8.1	17.2	78.3	81.2
CE	190.5	144.7	59.2	13.6	34.8	154.1	156.7
ND	103.4	69.7	28.6	12.9	12.8	68.4	71.0
SM	13.9	11.8	6.8	1.2	3.5	12.7	13.0
EU	.97	.76	.18	.04	.39	1.50	1.60
TB	1.07	1.12	1.11	.24	.50	1.33	1.36
YB	3.38	3.88	5.22	.78	2.09	3.22	3.22
LU	.42	.50	.63	.09	.20	.36	.38
K/RB($\cdot 10^{-3}$)	.16	.14	.09	.23	.13	.17	.15
RB/SR	1.82	3.05	17.85	—	6.33	.97	.71
LA _N /YB _N	18.66	13.27	3.34	6.94	5.50	16.26	16.86
EU/EU*	.27	.23	.08	.09	.35	.41	.43
CIPW-NORM							
AB	22.38	24.37	26.33	23.61	28.38	19.86	25.16
OR	31.38	33.37	30.53	40.55	29.17	25.16	18.96
AN	7.92	3.90	1.45	.13	2.48	11.18	14.99
Q	25.39	31.15	37.51	32.39	34.49	23.58	18.58
NE	—	—	—	—	—	—	—
DI	—	—	—	—	—	—	—
HY	8.42	2.52	.88	.88	1.82	13.11	15.93
HY-EN	3.11	1.12	.46	.57	1.08	4.99	6.74
HY-FS	5.31	1.40	.42	.31	.75	8.12	9.18
OL	—	—	—	—	—	—	—
MT	.26	1.58	1.22	.04	.82	.54	.59
IL	1.26	.72	.17	.04	.29	2.27	2.33
AP	.93	.39	.24	.33	.33	1.01	1.09
C	2.09	2.02	1.67	2.04	2.23	3.32	2.39
DI	79.15	88.89	94.36	96.55	92.03	68.60	62.71

BORANALYSEN

Gruppe 1

Probe	ppm Bor
MET 2	20.3
MET 3	71.1
MET 6	70.7

Gruppe 2

Probe	ppm Bor
MET 8	16.2
MET 9	24.4
MET 10	55.3
MET 11A	35.5
MET 13	13.3
MET 14	24.2
MET 15	17.5

Gruppe 3

Probe	ppm Bor
MET 17	6.6
MET 18	4.0
MET 21	2.2
MET 22	3.3
MET 23	8.4

Gruppe 1 = phyllitische Glimmerschiefer

Gruppe 2 = Glimmerschiefer

Gruppe 3 = Gneise

FUNDORTVERZEICHNIS

Arbeitsgebiet "Prograde Metamorphose":

<u>Probe Nr.</u>	<u>Blatt</u>	<u>R- Wert</u>	<u>H- Wert</u>	<u>Interne Nr.</u>
MET 1	Rittsteig	45 76 84	54 58 00	21548
MET 2	Rittsteig	45 78 08	54 57 03	21508
MET 3	Rittsteig	45 78 08	54 57 03	21509
MET 4	Rittsteig	45 76 92	54 57 67	21547
MET 5	Rittsteig	45 77 58	54 57 30	21545
MET 6	Rittsteig	45 77 58	54 57 30	8839
MET 7	Rittsteig	45 76 42	54 58 82	21546
MET 8	Rittsteig	45 74 89	54 55 30	21510
MET 9	Rittsteig	45 74 89	54 55 30	21511
MET 10	Neukirchen	45 71 50	54 55 32	21512
MET 11	Neukirchen	45 71 09	54 55 15	21513
MET 12	Neukirchen	45 70 75	54 54 90	8841
MET 13	Rittsteig	45 76 44	54 53 45	21517
MET 14	Lam	45 81 77	54 49 92	21518
MET 15	Lam	45 81 77	54 49 92	21519
MET 16	Neukirchen	45 70 79	54 52 25	21514
MET 17	Lam	45 84 16	54 44 68	21520
MET 18	Lam	45 84 16	54 44 68	21521
MET 19	Lam	45 83 04	54 42 31	21398
MET 20	Bodenmais	45 85 17	54 38 39	21399
MET 21	Bodenmais	45 79 81	54 38 18	21526
MET 22	Viechtach	45 72 85	54 37 81	21527
MET 23	Viechtach	45 72 50	54 38 24	21052A
MET 24	Viechtach	45 72 50	54 38 24	21052B
MET 25	Miltach	45 57 23	54 46 46	21394
MET 26	Miltach	45 58 79	54 44 45	21395
MET 27	Miltach	45 60 04	54 42 81	21397
MET 28	Miltach	45 60 12	54 42 80	21396
MET 29	St. Englmar	45 50 81	54 39 63	20043
MET 30	St. Englmar	45 51 55	54 39 61	20038B
MET 31	St. Englmar	45 51 55	54 39 61	20038C
MET 32	St. Englmar	45 51 32	54 38 69	20037

Arbeitsgebiet "Anatexis Bayerischer Wald":

<u>Probe Nr.</u>	<u>Blatt</u>	<u>R- Wert</u>	<u>H- Wert</u>	<u>Interne Nr.</u>
ECK 1L	Kötzting	45 72 72	54 47 16	----
ECK 1M	Kötzting	45 72 72	54 47 16	9001
ECK 7L	Kötzting	45 72 72	54 47 16	----
ECK 7M	Kötzting	45 72 72	54 47 16	----
ECK 11L	Kötzting	45 72 72	54 47 16	----
ECK 11M	Kötzting	45 72 72	54 47 16	----
MÜH 1M	Bodenmais	45 76 23	54 40 59	21524
MÜH 2L	Bodenmais	45 76 23	54 40 59	21549L
MÜH 2M	Bodenmais	45 76 23	54 40 59	21549M
RSL 1L	Lalling	45 79 85	54 15 80	----
RSL 1M	Lalling	45 79 85	54 15 80	----
RSL 2L	Lalling	45 79 85	54 15 80	----
RSL 2M	Lalling	45 79 85	54 15 80	----

Arbeitsgebiet "Anatexis Niederösterreich":

<u>Probe Nr.</u>	<u>Interne Nr.</u>	<u>Probe Nr.</u>	<u>Interne Nr.</u>
GBB 1L	21543L	KRO 2P	21541M1
HAR 1P	21542P1	KRO 3P	21541P
HAR 1L	21542L1	-----	
HAR 2P	21542P2	MELK 1	21540P
HAR 2L	21542L2	MELK 2	21540M2
KRO 1L	21541L2	MELK 3	21540M1
KRO 1M	21541M2	MELK 4	21540L2
KRO 2L	21541L1	MELK 5	21540L1

GBB : Straßenaufschluß an der Grubbachbrücke 1, 800m südlich der Burg Hartenstein;

HAR : Burgfelsen Hartenstein (die Burg Hartenstein liegt 15km WNW Krems);

KRO: aufgelassener Steinbruch an der Straße zwischen Kronsegg und Schiltern, 12km nördlich von Krems gelegen;

MELK: Straßenaufschluß rechte Uferstraße, 500m NE Melk;

Arbeitsgebiet "Granitisation Regensburger Wald":

<u>Probe Nr.</u>	<u>Blatt</u>	<u>R- Wert</u>	<u>H- Wert</u>	<u>Interne Nr.</u>
KG 1	Nittenau	45 18 59	54 49 92	19794
KG 2	Nittenau	45 16 44	54 43 57	19792
KG 3	Reichenbach	45 32 86	54 44 41	19088
KG 4	Wörth	45 33 39	54 40 10	19775
KG 5	Wörth	45 29 27	54 38 84	19768
KGn 1	Nittenau	45 22 78	54 50 01	19666A
KGn 2	Nittenau	45 22 78	54 50 01	19666B
KGn 3	Nittenau	45 18 73	54 42 81	19670B
KGn 4	Nittenau	45 21 34	54 42 05	19669
KGn 5	Wörth	45 33 68	54 40 00	19777
Ana 1	Roding	45 38 50	54 42 34	19098A1
Ana 2	Roding	45 38 07	54 41 58	19778
Ana 3	Roding	45 38 07	54 41 58	19781
Ana 4	Roding	45 38 07	54 41 58	19783
Ana 5	Wörth	45 35 44	54 39 87	19762
Ana 6	Wörth	45 34 85	54 30 16	19772

Diskordante Magmatite:

Dio 1	Wörth	45 33 06	54 39 68	20012A
Dio 2	Wörth	45 33 06	54 39 68	20012B
Gd 1	Reichenbach	45 30 90	54 46 22	20006
Gd 2	Reichenbach	45 34 50	54 48 00	20009
Gd 3	Reichenbach	45 24 02	54 45 20	20011B
Gra 1	Bruck	45 22 80	54 51 40	20003
Por 1	Regenstauf	45 09 17	54 47 92	20672
Por 2	Regenstauf	45 09 90	54 46 62	20675B
kk Gra 1	Reichenbach	45 34 65	54 45 42	20020A
kk Gra 2	Reichenbach	45 34 65	54 45 42	20020B

Granodioritische Einschlüsse im Kristallgranit:

Gd 4	Reichenbach	45 34 22	54 44 53	21551
Gd 5	Reichenbach	45 35 21	54 44 38	21552

Arbeitsgebiet "Granitisation St. Englmar":

<u>Probe Nr.</u>	<u>Blatt</u>	<u>R- Wert</u>	<u>H- Wert</u>	<u>Interne Nr.</u>
ÖG 1	St. Englmar	45 50 80	54 34 16	20078
ÖG 2	St. Englmar	45 51 41	54 33 97	20051
ÖG 3	St. Englmar	45 51 64	54 33 94	20050
ÖG 4	St. Englmar	45 51 43	54 33 70	20082
ÖG 5	St. Englmar	45 50 43	54 34 63	20085
ÖG 6	St. Englmar	45 50 95	54 34 23	20076
ÖG 7	St. Englmar	45 50 48	54 34 18	20071
ÖG 8	St. Englmar	45 49 95	54 33 79	20074
PGn 1	St. Englmar	45 51 89	54 38 90	20058
PGn 2	St. Englmar	45 52 59	54 38 52	20046
PGn 3	St. Englmar	45 51 00	54 38 00	20036
PGn 4	St. Englmar	45 52 91	54 36 58	20053
PGn 5	St. Englmar	45 50 35	54 36 18	20062
PGn 6	St. Englmar	45 51 37	54 34 96	20066

Lebenslauf

Name: Wolfgang Wunsch
geboren: 23. August 1954 in Bad Berneck
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: ledig
Eltern: Günter Wunsch, städt. Angestellter
Anneliese Wunsch, geb. Schrödel,
Hausfrau

Schul- und Berufsausbildung:

1960 - 1965	Volksschule in Gefrees
1965 - 1975	Mathematisch- Naturwissenschaftliches- Gymnasium Münchberg
1975 - 1976	Grundwehrdienst als Fernmelder in Dillingen/ Donau
1976 - 1982	Studium der Mineralogie an der Ludwig- Maximilians- Universität München; Abschluß: Diplom in Mineralogie.
1983 - 1984	Tätigkeit als wissenschaftlicher Mit- arbeiter am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München.
bis Feb. 1988	Erstellung der Promotion

